

Bau und Stratigraphie der
nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und
westlichen Kärpfgruppe

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

der

UNIVERSITÄT ZÜRICH

von

GEROLD ANTON ~~STYGER~~

von Rothenthurm SZ und Zürich

Begutachtet von

Herrn Prof. Dr. W. Leupold

und

Herrn Prof. Dr. A. Gansser

Zürich 1961

Ed. Truninger, Urania, Zürich



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507217_0024

Bau und Stratigraphie der
nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und
westlichen Kärpfgruppe

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

der

UNIVERSITÄT ZÜRICH

von

GEROLD ANTON STYGER

von Rothenthurm SZ und Zürich

Begutachtet von

Herrn Prof. Dr. W. Leupold

und

Herrn Prof. Dr. A. Gansser

Zürich 1961



Vorwort des Verfassers

Anfangs Sommer 1953 wählte ich aus den verschiedenen, von Prof. R. STAUB vorgeschlagenen Dissertationsthemen die Bearbeitung des Taveyannazsandsteinkomplexes im hinteren Glarnerland aus. Die Sommermonate in der Jahre 1953 - 55 wurden den Terrainaufnahmen gewidmet, die stark unter der Unbill der regnerischen Witterung litten. Im Verlauf der Kartierung drängte sich aus stratigraphischen Gründen die Bearbeitung des autochthonen Tertiärs im Limmernquerschnitt (Autochthon) immer mehr auf, weshalb ich gezwungen wurde, meine Studien bis zum Kistenstöckli, an der Kantonsgrenze zum Bündnerland auszudehnen. Anhand von detaillierten Profilen konnten die stratigraphischen Zusammenhänge der autochthonen Globigerinenschiefer mit dem Sandstein-Dachschiefer-Komplex geklärt, und eine neue tektonische Konzeption bezüglich des "sog. autochthonen Flysches" geschaffen werden, die z. T. schon von J. OBERHOLZER vermutet wurde. Die schlussendlich mehr auf die Paläogeographie des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes und der autochthonen Tertiärsreihe "ausgerichtete" Studie musste notgedrungen auf Kosten der jüngeren Flyschgruppe (Altdorfersandsteingruppe) erfolgen. Insbesondere konnte der Flyschanteil des Kleintales nicht mehr kartographisch aufgenommen werden.

Als topographische Grundlage wurden die in Bearbeitung liegenden Uebersichtsblätter Hausstock, Kärfp und Schwanden des Grundbuchplanes des Kts. Glarus, 1 : 10 000 benutzt. Diese wurden mir in verdankenswerter Weise vom Vermessungsbureau Wild, Glarus, vermittelt.

Die verwendete Nomenklatur wurde wenn möglich auf die neue Landeskarte der Schweiz abgestellt, wobei ich die Abkürzung LK hinter Lokalnamen oder Koten setzte. Entammt die Bezeichnung aus dem Siegfriedatlas, so gilt die Abkürzung SA. Letztere Nomenklatur wurde auch für die geologischen Elementbezeichnungen beibehalten, sofern diese schon von anderen Autoren in die geologische Literatur eingeführt wurden. z.B. Hoh Faulendecke und nicht Hoch Fulendecke, Griesstockdecke und nicht Griesstockdecke etc.

Die folgenden verwendeten Ortsbezeichnungen sind weder in der LK noch im SA aufgeführt :

"Vord. Nüschenegg" für P.	2236,7 m LK
"Hint. Nüschenegg" " "	2248 m LK
"Torkopf" " "	2057,9 m LK
"I de Sätz"	Koord. 718.400/191.875
"I de wielsche Sätz"	Koord. 718.200/191.875
"Geissberg"	Koord. 718.600/192.600
"Abendweidrünsli"	Koord. 719.650/191.200
"Scheidseeli"	Koord. 721.100/192.100
"Nuzenbrunnen"	Koord. 719.450/192.260
"Streuschirus"	Koord. 719.000/194.075

Die Belegsammlung wird im Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich hinterlegt.

Mit dem Abschluss meines Studiums erachte ich es als meine Pflicht, all denen, die zum guten Gelingen meiner Dissertationsarbeit beitrugen, meinen wärmsten Dank auszusprechen.

Zu ganz besonderem Dank bin ich Herrn Prof. W. LEUPOLD verpflichtet, unter dessen kundiger Führung meine Dissertationsarbeit stand, für welche er weder Zeit noch Mühe scheute; danken möchte ich ihm für seine gründliche Einführung in die Methodik der Mikropaläontologie und praktische Geologie auf Exkursionen und Vorlesungen.

Herr Dr. W. BRÜCKNER hat mich im Sommer 1955 gastfreundlich im Ferienhaus auf Golzernalp (Uri) aufgenommen. In gemeinsamen Diskussionen über den nordhelvetischen Flysch des Schächentales wurden mir manche Zusammenhänge der beiden Flyschgebiete erst recht klar.

Dank gebührt auch den Herren Prof. A. JEANNET, Prof. A. GANSSER, Prof. R. TRÜMPY, Prof. H. SUTER, Dr. R. HANTKE und Dr. J. KREBS † für die zahlreichen Anregungen und Anteilnahme an meiner geologischen Arbeit.

Herrn J. AICHINGER, Präparator, schulde ich Dank für die gewissenhafte Ausführung von Fotografien, Präparationen einiger Nummuliten, sowie manchen nützlichen Ratschlag für die Drucklegung.

Nicht vergessen möchte ich all meine Studienkameraden am Institut, die durch Diskussionen der vielfältigen Probleme der Flyschbildungen der Schweizeralpen am Gelingen der Arbeit beitrugen. Besonderen Dank gebührt meinem Terrainnachbarn F. FREY für die Reinzeichnung der Profiltafel und für die Durchsicht des Manuskriptes.

Schliesslich gedenke ich noch der Äpler auf Baumgarten und den Alpen des Durnachtales, Althüttenwart Spescha und der Hüttenwartsfamilie Caduff auf der Muttseehütte, die für ihre Gastfreundschaft während meines Terrain - Aufenthaltes Anerkennung verdienen ; so auch Pilot Kunz von der Helicopter AG, Bern (Belp), dem ich für einen unvergesslichen Helicopterflug durch die wilde Limmernschlucht auf den Limmernboden besonderen Dank schulde.

Meine grösste Dankbarkeit aber gehört meinen Eltern, die mir das Studium ermöglichten, sowie meiner lieben Braut und jetzigen Frau, die in aufopfernder Weise ihre Freizeit für die Reinschrift des Manuskriptes verwendete. Ihnen beiden sei meine Arbeit gewidmet.

(Manuskript abgeschlossen Juni 1957)

I. Einleitung

A. Frühere regionalgeologische Studien im Untersuchungsgebiet und seiner unmittelbaren Umgebung

Die Grundlage, auf welcher sich die Feldstudien zur vorliegenden Arbeit und nachstehende Zusammenfassung der Resultate in erster Linie aufbauen konnten, bildet die Monographie der "Geologie der Glarneralpen" von J. OBERHOLZER,* 1933, samt den dazugehörenden Karten 1:50 000 von 1910, 1920 und 1942. Diese grosse moderne Beschreibung enthält eine derartig vollständige Verarbeitung der vorangehenden Literatur und ein dementsprechend einschlägiges Literaturverzeichnis, dass es sich hier erübrigt, auf eine Besprechung der älteren regionalgeologischen Literatur des autochthon-parautochthonen Tertiär bis zu jenem Zeitpunkt nochmals einzugehen.

1944/45 wurde das gesamte Einzugsgebiet des Limmernbaches unter der Leitung von Herrn Prof. R. Staub durch E. Weber und T. Hagen mit Anwendung photogeologischer Methoden aufgenommen in den Masstäben 1:5 000 und 1:2 000. Diese Aufnahmen geschahen im Auftrage der Nordostschweizerischen Kraftwerke A.G. (N.O.K.) in Baden und dienten zur geologischen Beurteilung des Stauobjektes des Limmernbeckens. Sie sind in den Originalmasstäben nur dem betreffenden Gutachten der Herren Prof. R. Staub und Prof. W. Leupold, 1947, zuhanden der N.O.K. beigegeben und enden in der östlichen Umrahmung des Limmernbeckens im allgemeinen an der Obergrenze des autochthon-parautochthonen Mesozoikums gegen das Alttertiär. Diese im Vermessungsbureau Dr. R. Helbling ausgewerteten Aufnahmen wurden jedoch auf den Masstab 1:25 000 verkleinert und mit den übrigen im Auftrag von Herrn Dr. Helbling durchgeführten Aufnahmen der gesamten Tödikette vereinigt, welche - ausgewertet im Masstab 1:10 000 und nachträglich auf 1:25 000 reduziert - im letzteren Masstab publiziert worden sind als "Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda", R. HELBLING, 1948. Die photogeologischen Feldaufnahmen für diese Karte, in welcher auf Blatt 1 auch grosse Teile meines Terrains ein weiteres Mal dargestellt worden sind, wurden innerhalb meines Untersuchungsgebietes durch E. Weber ausgeführt, wobei das Tertiär ziemlich summarisch behandelt worden ist.

Ein in Aussicht genommener, allgemeiner geologischer Begleittext zu dieser Karte ist leider nicht mehr erschienen, jedoch haben verschiedene Mitarbeiter an derselben die in ihren Aufnahmesektoren erhaltenen Resultate weiter ausgearbeitet. Die von R. Trümpy photogeologisch durchgeführte Kartierung 1:10 000 des Gebietes Crap Surtscheins - Piz d'Artgas figuriert nur im Rahmen der Helbling'schen Karte; von der darauf basierenden Diplomarbeit E. T. H. 1944 hat aber R. TRÜMPY, 1945, die wichtigsten tektonischen Resultate auszugsweise veröffentlicht.

H. WIDMER, 1949, hat den von ihm aufgenommenen Tödi-Abschnitt in einer Dissertation behandelt und in einer Kartenskizze dargestellt. Eine grosse Anzahl von tektonischen Unterscheidungen und Bezeichnungen, welche E. Weber anlässlich der Untersuchungen im Limmern-Selbsanft-Gebiet in einer unveröffentlichten Rapportbeilage zum erwähnten Limmern-Gutachten eingeführt hat, konnte von H. Widmer übernommen und in einer für uns wichtigen Tabelle (l.c., p. 85) zusammengestellt werden. Für unser Gebiet von weniger direkter Bedeutung ist das von L. WYSSLING in demselben Zusammenhang kartierte Gebiet SE des Panixerpasses, das ebenfalls als Dissertation weiter bearbeitet worden ist (L. WYSSLING, 1950).

1954 veröffentlichte R. STAUB eine neue umfangreiche Uebersicht der Geologie der Glarneralpen, in welcher zahlreiche Resultate dieser unter seiner Leitung ausgeführten Studien in neuer Form zusammengefasst sind. Diese Arbeit enthält auch eine neue tektonische Uebersichtskarte 1:200 000 des Glarnerlandes. Die dort verwendete neue Nomenklatur für die grösseren tektonischen Einheiten wurde unten in der Tabelle, p. 24, zusammengestellt mit den auf die Weber'sche Nomenklatur zurückgehenden Angaben der von Widmer gegebenen Tabelle, samt einigen kleinen Abänderungen, welche der Verfasser an dieser Bezeichnungsweise der tektonischen Einheiten noch vorgenommen hat.

*) Wenn im Text Angaben von J. OBERHOLZER mit Seitenbezeichnung zitiert werden ohne nähere Jahreszahl, so beziehen sich diese Zitate immer auf dessen "Geologie der Glarneralpen", 1933; wenn ohne Seitenbezeichnung, so auf den zugehörigen Atlas oder auf dessen neue "Geologische Karte des Kt. Glarus", Spez.-Karte No. 117, 1942.

Inzwischen sind auch die östlich anschliessenden Flyschgebiete des oberen Sernftales unter der Leitung von Prof. Leupold von zwei Studiengenossen bearbeitet und im Masstab 1:10 000 aufgenommen worden. Die von W. BISIG bereits 1954 abgeschlossene Untersuchung des Flysches E und N des oberen Sernftales ist inzwischen Ende 1957 erschienen; die 1957 abgeschlossene Dissertation von R. WEGMANN, welche die Flyschgebiete S des oberen Sernf behandelt, ist noch unpubliziert, doch habe ich davon Kenntnis nehmen können. Es sind folglich seit dem Abschluss der Oberholzer'schen Monographie in der Umgebung meines Untersuchungsgebietes zahlreiche neuere Untersuchungen, z. T. zu technisch-geologisch und geologischen Zwecken, vorgenommen worden, von denen die zugehörigen Kartierungen in den grossen Originalmasstäben nicht veröffentlicht worden sind. Ich konnte aber davon Einsicht nehmen und meine Neuaufnahmen im Masstab 1:10 000 in dem dazwischen noch offen gebliebenen Flyschgebiet der Kistenpass-Hausstock-Gruppe an dieselben anschliessen. Im W schliessen sich meine Aufnahmen direkt an die im Masstab 1:5 000 ausgewerteten geologischen Pläne der mesozoischen Umrahmung des Limmernbeckens und des Val Frisal, wie sie als Beilage dem Limmern-Gutachten der Herren Prof. Staub und Leupold beigegeben sind (Original im Archiv der Nordostschweizerischen Kraftwerke A.G., Baden). Gegen SE grenzen sie an das von R. Trümpy kartierte Gebiet Piz d'Artgas - Crap Surtscheins (Original der Diplomarbeit, Geol. Inst. E.T.H.). Im E grenzen meine Aufnahmen an diejenigen R. Wegmann's am Panixerpass und im Gebiet Mergletscher - Hausstock - Hörner - Rüchi - Färtschen - Wichlen - Spitzegg; in dieser Grenzregion habe ich die Kartierung mit diesem Gebietsnachbarn in gemeinsamen Begehungen bereinigt. Im Gebiet des Erbserstockes und des Richetli-passes grenzt meine Kartierung gegen NE an diejenige von W. BISIG, von dessen, im Geol. Inst. E.T.H. aufbewahrten Originalblättern ich Einsicht nehmen konnte.

Für das gesamte Gebiet von Guetbächi, des Chilchenstockes, des Durnachtales und des Diesbachtals, sowie des Flyschanteils unter der Glarner Schubmasse des Grosstaales bis Schwanden lag bis jetzt einzig die Oberholzer'sche Kartierung 1:50 000 vor. Meine Kartierung zwischen Linthal und Schwanden behandelt allein die Flyschbildungen, welche am rechten Talhang des Grosstaales unter der Verrukanodecke noch aufgeschlossen sind. Vom linken Talhang zwischen Tierfehd und Linthal dagegen besteht eine ebenfalls unveröffentlichte Kartierung im Masstab 1:5 000 (vergrösserter Uebersichtsplan), welche von R. Trümpy aufgenommen worden ist für die von den Prof. R. Staub und Prof. W. Leupold bearbeitete Begutachtung des Fätschbachwerkes der N.O.K. Ueber diese grossmasstäbige Kartierung der Flyschunterlage des Kammerstockes konnte ich zu Beginn meiner Arbeiten verfügen und sie hat mir als Einführung in die Stratigraphie meines Untersuchungsgebietes gute Dienste geleistet.

B. Historische Entwicklung der Erkenntnisse über Stratigraphie und Bau des "autochthon-parautochthonen" Alttertiärs im Glarnerland *)

Selbstverständlich hat jede der oben in ihrer historischen Folge zusammengestellten regionalen Bearbeitungen des Gebietes und seiner Umgebung ihren wichtigen Beitrag auch zu der Entwicklung unserer Kenntnisse des tektonischen Baues der autochthon-parautochthonen Zone geliefert. Unabhängig aber von dieser stets eingehenderen Bearbeitung der lokalen Geologie des Glarnerlandes haben sich Stratigraphen, Palaeontologen und Petrographen auch im allgemeineren Rahmen des Studiums der alpinen Tertiär- und Flyschbildungen mit dem Problem des Glarner Flysches befasst. Dieses Gebiet hat in der Entwicklung der Ideen über Stratigraphie und Tektonik der alpinen Flyschbildungen von jeher eine bedeutende Rolle gespielt. Ähnlich wie für die Erkenntnis prinzipieller Verhältnisse der alpinen Ueberschiebungstektonik, so ist auch für diese allgemeinen Fragen von Stratigraphie und Bau der alpinen Flyschregionen von jeher dem Glarner-Flysch die Rolle eines Paradigmas zugekommen. Aber auch hinsichtlich eines zwar spezielleren Problems der Flyschgeologie - das aber trotzdem für die Geologie der ganzen Alpenkette von grosser theoretischer Bedeutung ist - nämlich der Frage von Entstehung und Herkunft der Vulkanite des Taveyannazsandsteins wurden die Verhältnisse dieser Gesteine im Glarner-Flysch, wo sie reichlich vertreten sind, schon von den verschiedensten Seiten studiert.

*) Anmerkung: Für die Bibliographie der älteren Publikationen vor 1933 wird auf das ausführliche Literaturverzeichnis in J. OBERHOLZER, "Geologie der Glarneralpen", Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, (N.F.), 28. Lief., 1933, verwiesen. Soweit sie in jenem Literaturverzeichnis enthalten sind, wurden ältere Publikationen im Literaturverzeichnis nicht mehr aufgenommen, sondern sie werden zitiert unter den Nummern des Oberholzer'schen Verzeichnisses, kenntlich gemacht durch ein vorgesetztes O.; z.B. "Am. Heim (1911, O. 243)".

Beide Fragenkomplexe, der allgemeinere der Stratigraphie und tektonischen Lagerung des unter der helvetischen Hauptdecke gelegenen Glarner Flysches überhaupt und die den Taveyannazsandstein betreffenden Erkenntnisse sind schon mehrfach, besonders in jüngster Zeit, im Zusammenhang dargestellt worden, sodass man sich begnügen könnte, auf die bezügliche Literatur und deren zusammenfassenden Darstellungen und Literaturverzeichnisse zu verweisen.

Die nachstehende Arbeit beschäftigt sich mit dem autochthon-paraautochthonen Tertiär und dem darin eingeschlossenen Taveyannazsandstein vor allem unter den Aspekten der tektonischen Lagerung, der stratigraphischen Gliederung und der Altersfragen. Es wird nicht überflüssig sein, nachstehend eine kurze historische Uebersicht der Entwicklung der Vorstellungen wenigstens für diese, in der vorliegenden Arbeit besonders berührten Fragen zu geben. Auf die Fragen der Lithologie der NHF-Bildungen*) wurde nur soweit eingegangen, als dies für die Aufstellung einer allgemeinen stratigraphischen Gliederung notwendig war. Hier bleiben noch viele Probleme weiteren speziellen Untersuchungen überlassen, welche in der hier vorgenommenen Klärung des tektonischen Baues und der wichtigsten stratigraphischen Gliederung dann ihre Grundlage finden mögen. Die besonders von Brückner aufgeworfenen Fragen der Genese und des Ablagerungsmilieus des NHF können erst auf Grund solcher weiterer lithologischer Studien eine verlässlichere Beantwortung finden. Die von de Quervain und von Vuagnat vorgenommene erste Klärung der Lithologie und Petrographie der Taveyannazsandsteine im Glarnerland war für die vorliegende Arbeit von grosser Bedeutung, und von der durch Vuagnat eingeführten allgemeinen petrographischen Bezeichnungsweise der Gesteine des NHF wurde intensiver Gebrauch gemacht. Bezüglich der ausführlichen Begründung dieser Nomenklatur und auf die historische Entwicklung der schon mehrfach bearbeiteten Probleme der Entstehung der Taveyannazsandsteine im allgemeinen wird auf die einschlägige Literatur verwiesen, insbesondere auf die Arbeit von DE QUERVAIN, 1929, und die Monographie von VUAGNAT, 1952.

Folgende Arbeiten bezeichnen die Hauptstadien der neueren Entwicklung der Tertiärstratigraphie des Glarnerlandes und geben eine vollständige Uebersicht über den jeweiligen Stand der Erkenntnisse:

ARN. HEIM, 1908,	Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen.
J. BOUSSAC, 1912,	Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin.
J. OBERHOLZER, 1933,	Geologie der Glarneralpen.
W. LEUPOLD, 1937,	Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein.
W. LEUPOLD, 1943,	Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein.

Während für eine vollständigere geschichtliche Uebersicht auf diese Publikationen mit ihren umfangreichen Literaturverzeichnissen verwiesen wird, so können hier wenigstens die Hauptphasen der Entwicklung der Stratigraphie des "autochthon-paraautochthonen" Tertiärs wie folgt resumiert werden:

Wie immer bezeichnet hier B. STUDER's "Geologie der Schweiz", 1853, einen ersten Markstein in der Entwicklung der Erkenntnisse und Ideen. Studer möchte innerhalb der alpinen Tertiärbildungen zwei Abteilungen unterscheiden: 1. die zumeist direkt der Kreide auflagernden Nummulitenbildungen, Nummulitenkalk oder Nummulitensandstein, und 2. den Flysch, welcher, wo beide Abteilungen vorhanden seien, sich als jüngerer Schichtglied über die Nummulitenbildungen lege. Bei der Verfolgung der grossen Tertiärzone am N-Fuss der helvetischen Hochalpenkette entging es aber Studer 1853, (II, p. 117-34) keineswegs, dass für die weitere Anwendung dieser, aus Verhältnissen in den westlichen Alpen abgeleiteten Einteilung gerade der Glarner Flysch Schwierigkeiten bot. Zwar lagerte auch hier der Flysch zunächst über basalen Nummulitenbildungen, es traten aber weit oben im "Flysch" neuerdings Nummulitenkalke auf. Studer schreibt hiezu (l. c., p. 131): "In oft mehrere hundert Meter hohen Abstürzen erscheint hier der Flysch, meist in unbestimmter Lagerungsfolge mit Nummulitenkalk verbunden, als Grundlage, über welcher sich Verrukano und Jurakalk ausbreiten." Die mit schwarzem Tonschiefer durchschossenen Flyschsandsteine des Glarnerlandes erscheinen ihm vom Flyschsandstein, wie er in den südwestlichen Schweizeralpen am N-Fuss der helvetischen Hochalpen gefunden wird - in heutiger Bezeichnung p.p. Titlisquarzit, Hohgantsandstein - nicht wesentlich verschieden. "Zwischen diesem Sandstein [gemeint ist der Altdorfersandstein des Glarner Flysches] und

*) NHF = Abkürzung für "nordhelvetischer Flysch"

Taviglianazsandstein finden, nach Escher, Uebergänge statt, und es entwickelt sich eine lauchgrüne Masse, mit eingesprengten weissen Punkten von Feldspat oder Laumonit, die im Hintergrunde des Durnachtales, im Fuhrbach-
tobel und an anderen Stellen hohe Felswände bildet und in regelmässige, mit schwarzem Schiefer wechselnde Bänke abgesondert ist. " (1. c., p. 132).

Studer sieht sich bereits vor eine Frage gestellt, welche darnach noch für längere Zeit aktuell und ungelöst geblieben ist: "Die grosse Mächtigkeit, die aus dieser steilen Stellung der Schichten für den Flysch hervorzugehen scheint, sucht Escher durch Annahme vielfach wiederholter Umbiegungen und Quetschungen auf ein bescheidenes Mass zurückzuführen, und die grossartigen Windungen, die man am Nummulitenkalk und oft am Flysch selbst beobachten kann, geben allerdings dieser Voraussetzung genügende Begründung." (1. c., p. 134). Hierzu wird von B. Studer auf eine Abbildung von Nummulitenkalk im Weisstannental verwiesen (1. c., p. 110), welche sich offenkundig auf die weithin sichtbaren schönen Falten im Nummulitenkalk der Blattengrutschichten im Profil von Scheubs - Heubützli bezieht. Escher, welcher auch eine schöne Ansichtszeichnung des Fanenstockes hinterlassen hat, war bekanntlich bereits der Ansicht, dass die Aufeinanderstapelung von Nummulitenkalkbänken im Hangenden des Flysches auf tektonischer Repetition durch Faltung oder Schuppung beruhe. Bis sich diese richtige Vorstellung aber durchsetzte, dauerte es noch beträchtliche Zeit. Inzwischen festigte sich die Vorstellung einer einheitlichen Schichtreihe der Flyschmassen des Kantons Glarus noch mehr unter dem Einfluss der analogen Anschauungen, welche von F. J. KAUFMANN für die Tertiär- und Flyschbildungen der Zentralschweiz entwickelt wurden (stratigraphische Folge von Nummulitenschichten (Pilatusschichten), Unterem Flysch (Rigischichten) und Oberem Flysch (Obwaldnerschichten) über dem Mesozoikum der helvetischen Decken in der Zentralschweiz.) ARN. HEIM's Konzeption der alpinen Alttertiär- und Flyschstratigraphie ging 1908 noch völlig von dieser unrichtigen Vorstellung einer Einheitlichkeit der Flyschmassen aus. Auf Grund des scheinbar regellosen Vorkommens von Nummulitengesteinen in allen Stockwerken der für stratigraphisch einheitlich gehaltenen Flyschmassen hatte sich die Studer'sche Vorstellung, dass aller Flysch eocänen Alters sei, mehr und mehr gefestigt; obwohl also bereits Escher tektonische Repetition wenigstens im Einzelnen angenommen hatte.

ARN. HEIM's Monographie von 1908 ist uns aber noch stets wertvoll geblieben durch die grosse Zahl der darin enthaltenen Detailprofile der Nummulitenbildungen, darunter auch aus dem Untersuchungsgebiet (Kistenpass, Tierfehd), und durch ihren wichtigen Beitrag zur Nummulitensystematik. 1909 ergänzte ARN. HEIM seine Beobachtungen durch das separat publizierte Detailprofil von Kreide und Eocän am Kistenstöckli und am Muttentopf. Er verwendet für das von ihm damals noch als einheitliche Schichtreihe aufgefasste Profil des Glarnerischen Tertiärs die folgende Nomenklatur:

Flyschgruppe	Wildflysch (oberer Teil des Glarner Flysches) Flyschabteilung des Blattengrates (mittlerer Teil des Glarner Flysches) Dachschiefer mit Sandsteinlagen (Matt-Engi) (unterer Teil des Glarner Flysches) Taveyannazgruppe Globigerinenmergelschiefer mit Sandsteinbänken (Gipfel des Kistenstöckli) Globigerinenmergel ohne Sandstein, Stadschieferfazies
Obere Pilatusschichten = Hohgantschichten	Pektinitenschiefer
Untere Pilatusschichten = Bürgenschichten	Grenzsandstein Sandkalk mit "Orthophragminen" Haupt-Complanatabank Sandkalk ebenfalls mit N. complanata und N. uroniensis Assilinengrünsand mit Ass. exponens
Mesozoische Unterlage	

Die ganze Konzeption dieses Profils des Glarner Flysches als einheitliche tertiäre Schichtfolge hat sich, wie Arn. Heim schon kurz darauf (Okt. 1910) selbst erkannt hat, schon dadurch als unmöglich ergeben, weil im "Wildflysch" Gesteine von Oberkreidealter eingeschaltet sind; seither ist gezeigt worden, dass dies auch für die Abteilung der "Blattengratschiefer" der Fall ist (LEUPOLD, 1937).

Es bestanden aber auch schon in jenem Zeitpunkt von 1908 gewichtige Einwände gegen eine Einheitlichkeit der Flyschschichtreihe, gestützt auf Schlussfolgerungen, zu welchen man von anderer Seite bereits gelangt war hinsichtlich des Alters der Dachschiefergruppe. Hier hatten die berühmten Fischreste in den Steinbrüchen von Matt schon früh die Aufmerksamkeit auf sich gezogen. Die ältesten Vorstellungen über das Alter dieser Schiefer ("untere palaeozoische Grauwackenformation" nach BLAINVILLE, 1823) wurden überwunden, als L. AGASSIZ (1824) auf Grund seiner ersten wissenschaftlichen Bearbeitung der Fischfauna bewies, dass die Dachschiefer bestimmt jünger als palaeozoischen Alters, vermutlich wohl Kreide seien. Auf Grund des Vorkommens von Stachelflossern könnten sie eventuell aber auch bereits dem Tertiär angehören. 1839 konnten ARN. ESCHER und L. AGASSIZ in einer gemeinsamen Publikation den Fund eines fossilen Vogels, *Protornis glaronensis*, und einer Schildkröte, *Chelonia knorri*, melden, welche Wirbeltierreste nach H. v. MEYER (1839) auf tertiäres Alter hindeuteten. 1849 stellten ARN. ESCHER und R. J. MURCHISON die enge geologische Verbindung der Fischschiefer mit den Nummulitenschichten des hinteren Sernftales fest und von da an wurden allgemein die Dachschiefer mit dem ganzen Flysch ins Eocän gestellt; von B. STUDER, 1853, bis zu ALB. HEIM, 1878. A. WETTSTEIN, 1886, kam nun aber bei seiner monographischen Bearbeitung der Fischfauna zum Schluss, dass die Verwandtschaft mit den Faunen der ausseralpinen Melettaschichten, z. B. des Rheintalgrabens, und mit den karpathischen Menilithschiefern immerhin gross und darum auch die Annahme berechtigt sei, der Dachschiefer gehöre dem Oligocän an. 1900 wollte E. HAUG sogar stampisches Alter annehmen. Die Ansicht vom mindestens unteroligocänen Alter der Dachschieferformation hielt sich seither aufrecht.

Um die Lagerung dieses Oligocäns der Dachschiefergruppe zwischen unterliegendem und überliegendem nummulitenhaltigem Eocän zu erklären, hat schon ROTHPLETZ (1898) angenommen, dass der ganze Glarner Flysch in Form einer grossen liegenden Synklinale gelagert sei. Der ebenfalls als Oligocän betrachtete Taveyannazsandstein der Muttenberge wurde als innerster Kern einer liegenden Muldenumbiegung dargestellt, welche unter dem P. d'Artgas die aufrechte Serie des Autochthonen mit der nordwärtsabsteigenden Verrukanodecke verbinden sollte.

Einen ersten, weiterwirkenden Anstoss zu einer Verbesserung der stratigraphischen Zuordnungen des Glarner Tertiärs gab J. BOUSSAC, zunächst in verschiedenen vorläufigen Mitteilungen (1909 a, b, 1910 a, b, c) und danach in seiner grossen Monographie von 1912. Ueber dem Mesozoikum der autochthon-parautochthonen Unterlage lagerte nach seiner Auffassung zunächst eine normal dazugehörige aufrechte Schichtserie des Alttertiärs, in welcher die basalen Assilinengrünsande-Complanatakalke das Lutétien, die Stadschiefer ohne Sandsteinbänke das Auversien-Priabonien vertreten, worauf als jüngstes der oligocäne Dachschiefer folgte. Den im Dach des Oligocänflysches folgenden Blattengratrekomplex mit seinen Nummulitenkalken hielt Boussac für ein stark faziell verändertes Äquivalent des Lutétien der basalen Complanatakalke. Zur Erklärung dieser Lagerung diente ihm die Vorstellung einer mächtigen verkehrten Tertiärserie unter der Verrukanodecke, also ein dem Rothpletz'schen ähnliches tektonisches Schema. Inzwischen fand aber ARN. HEIM (Okt. 1910) eine einleuchtendere und bis vor kurzem unbestrittene Lösung der hier bestehenden Interpretationsschwierigkeiten, indem er postulierte, dass diese höheren, nach den darin vorkommenden Kreidesteinen sicher überschobenen Flyschmassen durch einen analogen Einwicklungsvorgang in ihre Lage unter der Verrukanodecke und über der normalen Tertiärserie gelangt seien, wie es 1901 schon durch M. Lugeon zur tektonischen Interpretation der Préalpes internes der W-Schweiz konzipiert worden war. Diese Erklärung, nach welcher von da an innerhalb der glarnerischen Tertiär- und Flyschbildungen ein höherer "eingewickelter" von einem tieferen "autochthonen" Anteil unterschieden wurde, hat schnell allgemeine Anerkennung gefunden. J. OBERHOLZER 1933, (p. 180, 427) bereite te einzig die Frage noch gewisse Schwierigkeiten, ob auch der von ihm als "Blattengratschichten" zusammengefasste Komplex noch dem "eingewickelten" Anteil zuzurechnen sei oder nicht, da er zwischen den obersten Dachschiefern und den "Blattengratschichten" Uebergänge zu sehen glaubte. Die Frage ist erst 1937 und 1942 durch Leopold endgültig entschieden worden, als gezeigt werden konnte, dass die sog. "Blattengratschichten" aus einem Schuppengebäude von Amdener- und Wangschichten, untereocänen Nummulitenkalken und Globigerinenschiefern bestehen, das dem sog. "Einsiedlerflysch" durchaus analog ist. Globotruncanenhaltige Kreideschiefer oder globigerinenhaltige tertiäre Fleckenmergel lassen sich mit Hilfe ihrer Mikrofauna von den liegenden Dachschiefern deutlich abtrennen; wenn auch im einzelnen eine deutliche Ueberschiebungsfläche nicht sichtbar oder wegen der gemeinschaftlichen Verfäلتelung und Verschieferung von Dachschiefern und Blattengratschiefern nur schwierig verfolgbar ist. Man kann übrigens konstatieren, dass für Oberholzer die Grenze des "autochthonen" Flysches gegen die hangenden eingewickelten Flyschmassen nur deshalb an manchen Stellen schwierig zu ziehen blieb, weil er stärker tektonisierte Partien des ersteren mancherorts bereits für "Wildflysch" gehalten hat. Manche der von Oberholzer wegen ihres "wilden" Aspektes im Untersuchungsgebiet als "Wildflysch" kartierten Partien, z. B. unter dem Hausstock, gehören somit gar nicht dieser höchsten tektonischen Abteilung des Glarner Flysches an, welche Arn. Heim zur "Wildflyschdecke" gezogen hat.

Es ist in diesem Zusammenhang auch zu beachten, dass alle "Wildflysch"-Partien, wo die Oberholzer'sche Karte Nummulitenkalke innerhalb der Wildflysch-Farbe verzeichnete, ebenfalls nicht der obersten tektonischen Abteilingung des Glarner Flysches zugehören, welche wir heute mit Leupold, 1942, als "Sardonaflysch" bezeichnen, sondern Partien des "Blattengratflysches" darstellen, welche Oberholzer wegen ihrer, dicht unter der Verrukano-Ueberschiebung stärkeren Tektonisierung auch zum "Wildflysch" gerechnet hat (BISIG, 1957, p. 23).

Auf diese Weise haben sich die Fragen der Abgrenzung des sog. "autochthonen" Anteils des Glarner Flysches gegenüber den darauf überschobenen höheren Flyschmassen mit der Zeit bereinigt. Erst in jüngster Zeit hat R. STAUB in seinem "Bau der Glarneralpen", 1954, diese längere Zeit unwidersprochenen Vorstellungen wieder in Zweifel gezogen. Er stellt die Möglichkeit zur Diskussion, dass auch die als "eingewickelt" und wegen ihrer Fazies als südhelvetisch bis ultrahelvetisch angenommenen Flyschkomplexe "Blattengratflysch" und "Sardonaflysch" ebenfalls dem heute noch unter der Verrukano-Decke liegenden Bereich des nördlichen helvetischen Ablagerungsraumes entstammen. Diesen nordhelvetischen Raum, dem eine recht bedeutende Abwicklungsbreite zugeschrieben wird, hat Staub nach seiner heutigen tektonischen Unterteilung in verschiedene Zonen eingeteilt, wie dies in unserer Tabelle, p. 24, wiedergegeben ist. Der unmittelbar auf und vor der Aufwölbung von Tierfied (Erstfeldermassiv) gelegene Flysch des Chilchenstocks, des Durnachtales, figuriert, wie bisher angenommen, weiterhin als "autochthoner Flysch". Weiter im E rückt der Flysch von Elm nach, als dessen Unterlage noch das nördliche Aarmassiv betrachtet wird. Der südlich anschliessende Raum des Calanda-Deckensystems wird nun als derjenige Streifen des nordhelvetischen Ablagerungsraumes angesehen, in welchem sich ursprünglich der Blattengratflysch und anschliessend auch der Sardonaflysch abgelagert hätten. Es ist nicht Sache des Verfassers, sich hier mit den faziellen Argumenten auseinanderzusetzen, welche gegen eine solche Auffassung sprechen; es ist dies in den Arbeiten seiner Gebietsnachbarn W. BISIG, 1957, W. RÜEFLI, 1959, und R. WEGMANN, 1961, bereits geschehen. Es sei hier nur kurz wiederholt, dass diese Dissertationen durchaus wieder die bisherige Anschauung einer südhelvetischen bis ultrahelvetischen Herkunft von Blattengratflysch und Sardonaflysch und damit auch die Vorstellung unterstützen, dass diese Flyschmassen durch eine "Vorüberschiebung" in ihre jetzige, dem sog. "autochthonen Flysch" auflagernde Situation gelangt sind.

Aber abgesehen hiervon gelangt man mit dieser Staub'schen Hypothese auch dann in Konflikt, wenn man, wie der Verfasser in der nachstehenden Arbeit, der Berechtigung von Anschauungen näher nachgeht, welche schon von Oberholzer zur Diskussion gestellt worden sind; nämlich der Frage, inwiefern der sog. "autochthone Flysch" nicht selbst von seiner ursprünglichen nordhelvetischen Unterlage beträchtlich gegen N abgeschoben sei und nicht normalstratigraphisch zu dem unterliegenden Mesozoikum des Autochthonen und Parautochthonen gehöre.

In der Tat hat J. OBERHOLZER (1933, p. 181 - 184) bereits darauf aufmerksam gemacht, dass der Taveyannazsandstein in der Region Kistenpass - Hausstock - Panixerpass in drei Schuppen aufeinandergetürmt erscheine, von denen die oberste, die anderen gegen N hin überholend, nach der Tiefe unter die grossen Massen des Altdorfer-sandstein-Dachschieferflysches von Gross- und Kleintal verschwinde und somit diese stratigraphisch jedenfalls jüngeren Flyschmassen über sich zu tragen scheine. Wenn dem tatsächlich so sei, so könnten die letzteren gar nicht mehr sich an Ort und Stelle befinden und, wie bisher stets angenommen, einfach den jüngsten Teil der eigentlich autochthonen Schichtreihe bilden, sondern diese ausgedehnten Massen seien in diesem Falle von der letzteren tektonisch völlig getrennt und müssten dann als eine Art Abschiebungsdecke aus dem S, aus dem Herkunftsbereich der sie tragenden Taveyannazsandsteinschollen, gegen N überschoben und der eigentlich autochthonen mesozoischen Serie aufgeschoben sein. Neben der Frage, welches dann die jüngsten, noch zur autochthonen Serie gehörigen Horizonte seien, ergibt sich dann natürlich auch sofort das Problem, wo in dem südlich anschliessenden Gebiet der ursprüngliche Ablagerungsraum des Altdorfersandstein-Dachschieferflysches gelegen hat und wo die entsprechende Abwicklungsbreite einer ursprünglichen Unterlage dieser, einen beträchtlichen Ablagerungsraum beanspruchenden Massen zur Verfügung steht. Sieht man vorläufig ganz davon ab, ob diese Oberholzersche Hypothese zu Recht besteht, so wird eine solche südliche Beheimatung auch der grossen Massen der bisher als autochthon betrachteten unteren Teile der "tiefhelvetischen" Flyschmassen des Glarnerlandes natürlich umso schwieriger, wenn noch grössere Teile des zur Verfügung stehenden nordhelvetischen Ablagerungsraumes für den Blattengratflysch und Sardona-flysch in Ansprache genommen würden. Offenbar liegt hier ein bedeutsames Problem vor, auf das im Laufe dieser Arbeit vor allem das Interesse zu richten ist.

Abgesehen von diesem grosstektonischen Problem - auf welches Oberholzer hingewiesen hat, ohne sich endgültig zu entscheiden - wurde von ihm stark unterstrichen, dass die Innentektonik der Taveyannaz - Altdorfersandstein - Dachschiefermassen auf jeden Fall sehr kompliziert sein müsse und die Aufstellung einer stratigraphischen Sukzession daher schwierig sei. Ueberdies verhinderten die unzulänglichen Aufschlüsse das Studium ungemein, sodass er sich

auf die folgende Unterteilung der "autochthonen Flyschmasse" beschränkt:

Dachschiefer (mit Fischfauna)		
Flyschsandsteine	=	Aaltdorfersandstein
Taveyannazsandsteine	=	{unechte (nur grünlich und nicht gefleckt) echte (ausgesprochen grün und gefleckt)

Es erscheint Oberholzer wahrscheinlich, dass die Dachschiefer mit der berühmten Fischfauna von Matt zu den stratigraphisch jüngsten Partien des ganzen Komplexes gehören; es wurden aber auch an anderen Stellen Fische gefunden und möglicherweise gebe es grössere Dachschiefermassen in verschiedener Höhe der stratigraphischen Kolonne. Im übrigen ist aber für Oberholzer die stratigraphische Normalkolonne innerhalb der Masse des "autochthonen Flysches" noch wenig klar, insbesondere weil eben das Ausmass der Schuppung und des tektonischen Transportes der ganzen Masse noch nicht gelöst sei.

Zuletzt hat nun M. VUAGNAT (1952) seine monographische Bearbeitung der Lithologie der grobklastischen Gesteine des nordhelvetischen Flysches, ausgehend von seinem ursprünglichen Studiengebiet des Val d'Illicez, über die ganze Länge des helvetischen Gebirges auch bis auf die Gesteine des Glarner Flysches ausgedehnt und sich von diesem Gesichtspunkt aus zu den stratigraphischen Problemen des letzteren geäussert.

Doch wird es praktisch sein, hier zunächst einen Blick auf die Entwicklung der Kenntnisse in jenen Regionen zu werfen, von welchen Vuagnat dabei ausgegangen ist, und ein Resumé seiner Anschauungen über die Stratigraphie des nordhelvetischen Flysches im Glarnerland an den Schluss dieser Einleitung zu stellen.

C. Daten zur tektonischen Lagerung und zur Altersfrage des nordhelvetischen Flysches und des Taveyannazsandsteins i. a.

1. Bau und Stratigraphie des nordhelvetischen Flysches in den südwestlichen Schweizeralpen und in Savoyen

Abgesehen von der Fischfauna von Matt, deren Alter schon mehrfach diskutiert wurde, aber offenbar nicht so leicht genau festzulegen ist, hat unsere Region des NE-schweizerischen Helvetikums zu diesen Altersfragen bisher keine anderen makro- oder mikropalaeontologischen Daten geliefert. Auch nach den neuesten Revisionen der tertiären Fischfaunen kann das Alter der Fauna des Dachschiefers von Matt immer noch als Oligocän angenommen werden (FRÖHLICHER, 1933, p. 32; FRÖHLICHER & WEILER, 1952). Mikropalaeontologische Daten zur Altersbestimmung des Taveyannazsandsteins, nämlich Discocyclinenfunde, werden sich im Laufe dieser Arbeit noch ergeben; sie weisen auf Priabon. Zunächst wäre im Rahmen dieses historischen Ueberblickes noch zu betrachten, was andere Gebiete des nordhelvetischen Flysches als Unterlagen zur Beantwortung dieser Altersfragen beigetragen haben. Bisher stammen alle mikropalaeontologischen Daten aus dem Gebiete der südwestlichen Schweizeralpen des Rhonetales und aus den französischen W-Alpen.

Hier haben diese Altersfragen bereits eine lange Geschichte und in der letzten Zeit häuften sich hier die Untersuchungen mit neuen, frappanten Einzeldaten, ohne dass es aber bisher zu einer Synthese alles Bekannten gekommen ist. Es ist deshalb nicht leicht, einen Ueberblick über das bereits Gesicherte zu erhalten. Die in dieser Hinsicht interessante Region erstreckt sich durch die ganzen französischen W-Alpen aus, wo die alte Streitfrage des Alters des Grès d'Annot bis heute in Diskussion geblieben ist.

Die ältere Literatur und die älteren palaeontologischen Daten, welche für die Datierung des Grès d'Annot, des Taveyannazsandsteins und der damit verknüpften Flyscharten der W-Alpen von Bedeutung sind, wurden schon mehrfach zusammengestellt; bis zum Zeitpunkt von 1912 durch BOUSSAC, seither in den verschiedenen neueren Publikationen durch L. MORET, von J. W. SCHROEDER & E. PICTET, 1946, und J. W. SCHROEDER & CH. DUCLOZ, 1955, S. DEB, 1938, ferner auch in DE QUERVAIN, 1928, und M. VUAGNAT, 1952, zuletzt in A. FAURE-MURET, 1955.

Die ersten mikropalaeontologischen Daten für die Bestimmung des Alters des Taveyannazsandsteins stammen be-

kanntlich von LUGEON, 1923, ("Orthophragminen" im echten Taveyannazsandstein der Diableretsdecke), von L. MORET, 1924 ("Orthophragminen" mit zahlreichen kleinen Nummuliten im echten Taveyannazsandstein des Massif de Platé, am S-Rand des Morclesraumes).*)

Als neuere stratigraphische Arbeiten über den Flysch der Dent du Midi - Val d'Illiez - Region und der angrenzenden savoyischen Gebiete, deren Resultate für die allgemeinen Probleme des NHF von Bedeutung sind, können hier weiter angeführt werden: COLLET & PARÉJAS, 1926, MORET, 1924, 1934, VONDERSCHMITT, 1935, MORET, 1936, COLLET & LILLIE, 1938, SCHROEDER, 1939, DUCLOZ, 1940, COLLET & GYSIN, 1941, COLLET, 1943 (p. 44/45), VUAGNAT, 1943, 1944, DUCLOZ, 1944, SCHROEDER, 1946, COLLET, SCHROEDER & PICTET, 1946, VUAGNAT, 1952, SCHROEDER & DUCLOZ, 1955. Man vergleiche auch: GIGNOUX, Auflage 1950, p. 561 und 566. Für das verwandte Problem des Alters des Grès d'Annot vergl.: S. DEB, 1935 a, b, 1938, Y. GUBLER, J. FLANDRIN & J. SIGAL, 1952.**)

BRÜCKNER (1946 b) hat die neueren Studien in den südwestlichen Schweizeralpen bereits einmal kritisch, vom Standpunkt eines Kenners unserer nordwestlichen Regionen aus, und auf Grund eigener Anschauung betrachtet und zusammengefasst; allerdings nun auch wieder bereits vor einer Reihe von Jahren, sodass die letzten oben angeführten Arbeiten noch nicht berücksichtigt sind. Die wichtigsten Vorschläge Brückners zur Parallelisation, zur Nomenklatur und deren Vereinfachung sind aber offenbar auch heute noch richtig und von unserem Standpunkte aus zu berücksichtigen. Sie können wie folgt zusammengefasst werden: Zunächst ist Brückner ebenfalls der Ansicht, dass die grossen Flyschmassen unter der Morclesdecke der autochthonen Molasseserie tektonisch aufgeschoben sind, und zwar bis dicht über den Dom von Champéry herunter; dass aber diese Massen auch von der Morclesdecke tektonisch getrennt sind, mit Ausnahme der Schiefer am Col de Bretelay. Hierbei ist in bezug auf das Verhältnis des Flysches zur Morclesdecke zu berücksichtigen, dass zwar Brückner (p. 70/71) einen ersten Anstoss gibt zur Umdeutung der sog. "Mylonite" und scheinbaren tektonischen Schollenzüge im Flysch unter der Morclesstirn in echte sedimentäre Breccien; dass aber eine analoge Umdeutung auch des grossen Zuges von sog. "Myloniten" zwischen verkehrtem Nummulitenkalk der Morclesdecke und dem unterliegenden Flysch erst seither erfolgt ist. Brückner erkennt (an der zitierten Stelle, Anmerkung 4) übrigens sofort auch die Analogie dieser sedimentären Breccien zu einigen analogen Breccienbildungen, welche an der Basis der Taveyannazsandsteine in der Zentralschweiz bereits bekannt sind, sowie die Verwandtschaft dieser Bildungen mit den von ihm mehrfach studierten Breccienbildungen und Blockeinstreuungen im Globigerinenschiefer (1937, 1946). Ferner ist im Lichte der neueren Vorstellungen - dass nun ein Teil der Flyschmassen wahrscheinlich in den Verkehrtshenkel der Morclesdecke gehören kann - auch zu betrachten, dass der von Brückner (p. 72) angegebene neue Fundort von Fischresten an der Arrête d'Antème nun wahrscheinlich gerade in diesen Flyschteil gehört und damit zu jenen priabonen Fischschiefern, welche, mit den Globigerinenschiefern eng verknüpft, weiter W auch auf dem Rücken der Morclesdecke gefunden werden und dort die Taveyannazsandsteine unterlagern. Wichtig ist für uns die Bemerkung (p. 65): "Ob eine strikt autochthone Flyschserie vom Rest der Flyschmassen abgetrennt werden kann, erscheint eher fraglich. Wahrscheinlicher bildet der gesamte Flysch des Val d'Illiez (zusammen mit der Molasse rouge) analog wie der "autochthone Flysch" der Zentralschweiz eine selbständig bewegte Einheit." Diese Äusserung ist jedenfalls hinsichtlich des "paraautochthonen Flysches" des Val d'Illiez noch immer richtig, muss aber heute im Sinne der wahrscheinlicheren Ansicht von SCHROEDER & DUCLOZ dahin zurückkorrigiert werden, dass die Molasse des Autochthonen nur schwach geschuppt ist und nach vorabgehender Erosion vom "paraautochthonen Flysch" an einer Reliefüberschiebung überlagert wurde.

Brückner hatte schon darauf aufmerksam gemacht, dass von einem allmählichen transgressiven Uebergreifen der oligocänen Molasse auf immer tiefere Horizonte des autochthonen Sockels auf der Linie Verossaz - Mex - Col d'Emamay, wie es früher angenommen wurde, nichts zu sehen sei, indem überall dort noch Reste von Nummulitenkalen, welche man heute als oligocäne Nummulitenkalke erkennt, als eigentliche Transgressionsschicht auf dem autochthonen Mesozoikum liegen. Wie aber die zwischen dieses Autochthon und die Verkehrtserie der Morclesdecke sich einschaltenden Grès du Val d'Illiez (Altdorfersandsteine), die im Val d'Illiez mit den "paraautochthonen" Meso-

*) Es sei noch notiert, dass auch VUAGNAT, 1943, (p. 389) in Taveyannazgestein und zwar in dem tektonisch an den Alpenrand verschleppten Grès de Cucloz im Randflysch unter den Pléiades, der im übrigen eher einem Grès du Val d'Illiez gleicht, eine "Orthophragmina" gefunden hat.

**) Anmerkung: Die Resultate der zitierten Literatur wurden im ursprünglichen Manuskript ausführlich referiert, doch musste der betreffende Abschnitt aus Raumgründen zur Hauptsache weggelassen und auf die nachstehenden Ausführungen reduziert werden, welche die Bedeutung der neueren Untersuchungen in der SW-Schweiz und den W-Alpen für unsere nordostschweizerischen Probleme kurz zusammenfassen. Für ausführliche Zitate zu den meisten der oben angeführten Publikationen wird auf die Literaturverzeichnisse in VUAGNAT, 1952, und SCHROEDER & DUCLOZ, 1955, verwiesen.

zoikumschuppen von Barmaz verknüpft erscheinen, nun auf der Rhonetalseite der Dent du Midi-Gruppe, wo jene mesozoischen Keile auch nicht mehr zum Vorschein kommen, gegen S zu eigentlich endigen, ist noch immer nicht ganz klar. Dass sie aber dem Ablagerungsraum nach zwischen das eigentliche, von der oligocänen Molasse bedeckte Autochthone und den, von der Morclesstirn nach S sich erstreckenden Ablagerungsraum der Taveyannazsandsteine hineingehören, kann nach den Verhältnissen in Savoyen, wo diese Faziesräume auf breiter Fläche in dieser Reihenfolge hintereinander ausgebreitet liegen, nicht zweifelhaft sein.

In nomenklatorischer Hinsicht vertritt Brückner den folgenden Standpunkt :

1. dass nur die eigentlichen Taveyannazgesteine, welche reich sind an vulkanischen Komponenten, als Taveyannazsandstein bezeichnet werden sollen.
2. dass für die grauen Flyschsandsteine der längst eingeführte Name "Altdorfersandstein" allgemein verwendet werden sollte.
3. für denjenigen unteren Anteil dieser Sandsteine, der in seiner polygenen Komponentenmischung neben den charakteristischen reichlichen Radiolariten noch etwas vulkanisches Material enthält, soll einfach der Name "Unterer Altdorfersandstein" gebraucht werden. Wenn man den Namen "Altdorfersandstein" nicht auf die westlichen Vorkommen übertragen will, so könnte dort der Name "Grès du Val d'Illiez" weiter verwendet werden, und zwar wären die "Grès à porphyrites arborescentes", für welche dieser Name nun nach den letzten Vorschlägen von Vuagnat, Schroeder & Duclos reserviert war, als "Untere Grès du Val d'Illiez" zu unterscheiden gegenüber den vulkanitfreien höheren Sandsteinen, welche in der, zwar überwiegend schiefrigen, höheren Partie des nordhelvetischen Flysches auch dort vorkommen und entsprechend als "Obere Grès du Val d'Illiez" zu bezeichnen wären.

Die Nomenklatur wird in der nachstehenden Arbeit im Sinne dieser Vorschläge von Brückner gehandhabt werden. Als Taveyannazsandsteine werden nur die vulkanitreichen Typen II und III von Vuagnat bezeichnet, inkl. solchen Teilen des Typus IV, welche mit den vorgenannten Typen durch Wechsellagerung oder vertikalen oder seitlichen Uebergang in unmittelbarem Verband stehen. Wie hier bereits vorausgeschickt sei, können Gesteine des Typus IV, welche in einem bestimmten Horizont zwischen den eigentlichen Taveyannazsandsteinen und den normalen "Unteren Altdorfersandsteinen" verbreitet sind, am besten als "Basale Altdorfersandsteine" noch separat ausgeschieden werden. Ein solches Schichtglied lässt sich im Feld sowohl gegen die eigentlichen Taveyannazsandsteine wie gegenüber den Altdorfersandsteinen vom Typus der "Unteren Grès du Val d'Illiez" (grès à porphyrites arborescentes) abgrenzen.

Inwiefern in der Gruppe der "Oberen Altdorfersandsteine" noch der Matter Sandstein (grès de Matt-Seedorf von Vuagnat) und die Sandsteine mit Konglomeratlagen (Gruontalkonglomerat) stratigraphisch voneinander getrennt werden können, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

Die Verhältnisse der südwestlichen Schweizeralpen und von Savoyen kann man zum Vergleich mit den Verhältnissen der NE-Schweiz in den wesentlichen Punkten wie folgt zusammenfassen :

1. Im eigentlichen Autochthonen von St. Maurice und unterem Val d'Illiez transgrediert das untere Oligocän auf die mesozoische Unterlage. Ueber basalem Nummulitenkalk und wenig mächtigen Globigerinenschiefern beginnt mit dem "Grès des Carrières" sehr bald die molasseartige Sedimentation. Dass die Molasse gegen S mit immer jüngeren Horizonten auf den Rücken des Aiguilles rouges-Massives übergreift, wie dies früher angenommen wurde, ist nach Brückner (1946 b, p. 69/70) unrichtig.

2. Die heute unmittelbar südlich anschliessende, von der Morclesdecke noch überfahrende Masse des sog. "paraautochthonen Flysches" (Serie der "Grès du Val d'Illiez") hat den Charakter des Altdorfersandstein-Dachschiefer-Flysches der NE-Schweiz. Oligocäne Nummulitenkalke, welche auf "paraautochthonem Mesozoikum" (Schuppen von Barmaz - Bonnavau - Rossetan) transgredieren, das aus dieser Flyschmasse heraussticht, zeigen an, dass dieser ganze Flysch hier oligocänen Alters ist. Die ganze sog. "paraautochthone" Flyschmasse ist von dieser ihrer Unterlage stark abgeschoben und an einer Reliefüberschiebung auf die in sich schon etwas geschuppte und erodierte Molasse überschoben. In ihrer tieferen Hälfte enthalten die Sandsteine noch vulkanitischen Detritus in Form der "Porphyrites arborescentes", womit aber noch nicht gesagt ist, dass sie mit den in dieser Hinsicht ähnlichen ältesten Molassesandsteinen gleichaltrig sind.

3. Die an das transgredierende Priabon sich anschliessende Flyschumhüllung im Verkehrttschenkel der Morclesstirn enthält, sofern sie noch zur Deckenserie gehört, noch keinen Taveyannazsandstein; dieser stellt sich aber unmittelbar vor der Deckenstirn und auf dem Deckenrücken sofort in grossen Massen ein und zwar über einer Unterlage von

priabonem Nummulitenkalk und einer Globigerinenschiefer-Dachschieferserie, welche auch Fischreste enthält. Diese Fischschiefer sind offenkundig kein Äquivalent der Fischschiefer des Glarnerlandes; sie liegen in einem anderen Niveau.

4. Nach der Art, wie in Savoyen die in den Synklinalen der Chafnes subalpines verbreitete Altdorferflyschzone und die auf den Rücken der Morcles - Aravis - Decke beschränkte Taveyannazsandsteinzone sich von NW nach SE auf einfache Weise hintereinanderschalten, muss man schliessen, dass diese beiden Zonen auch im Ablagerungsraum in derselben Art hintereinander gelegen haben.

5. Gegen den Aussenrand der Chafnes subalpines hin nimmt die Mächtigkeit des dem Sedimentationscyclus des "autochthonen Flysches" zugehörigen Sedimentstosses klastischer Sedimente allmählich ab. Den nur noch geringmächtigen Resten von littoralem Priabon und Unteroligocän lagert am Rande des eigentlichen Molassebeckens die stampische Molasse offenbar diskordant auf, nach dem von Gignoux gegebenen Schema.

Im schweizerischen Sektor ist ein solches Verhältnis zwischen oligocäner Molasse und alpenwärts folgendem oligocänem Flysch schwierig festzustellen, weil der letztere bereits über eine Abtragungsfläche der Molasse nach N vorgeschoben ist.

Für die Betrachtungsweise dieser Arbeit ist an diesen Resultaten vor allem wichtig, dass alle neueren Untersucher darin übereinstimmen, dass man im Gebiet des Val d'Illeiz den eigentlichen Altdorfersandsteinflysch nicht unter die Molasse hineingehen sieht, sondern dass er über die, auf das Autochthone von St. Maurice transgredierende oligocäne Molasse nach N hinausgeschoben ist. Von Bedeutung für uns ist es auch, dass die Ueberschiebungsfläche dieses Flysches teilweise sehr dicht an die Oberfläche des autochthonen Mesozoikums heruntergreift; was in jenem Gebiet durch eine Abtragsphase erklärt wird, während welcher ein Teil der Molasse über dem autochthonen Mesozoikum bereits wieder abgetragen worden wäre. Ferner können wir aus den einfacheren Verhältnissen in Savoyen offenbar ableiten, dass der Altdorfersandsteinflysch mit seinem geringeren Anteil an Vulkaniten und Zunahme der klastischen Komponenten anderer Herkunft offenbar zur Hauptsache jünger ist, als der eigentliche Taveyannazsandstein und sich in einer nördlich an den letzteren anschliessenden Region abgelagert hat, welche den nördlichsten parautochthonen Schuppen entspricht. Es ist für den Vergleich mit den Verhältnissen in der NE-Schweiz auch zu beachten, dass die Morclesdecke, W der Rhone die Hauptregion der Taveyannazverbreitung, selbst noch, wegen ihrer Einwurzelung auf dem nördlichen Aarmassiv, durchaus eine "parautochthone Decke" genannt und bei einem Vergleich mit den Verhältnissen in der NE-Schweiz mit Decken vom Typus der Calandadecken verglichen werden muss. (Vergl. ARBENZ, 1934).

2. Der "nordhelvetische Flysch" im Abschnitt Berner Oberland-Zentralschweiz

Zwischen Rhone und Kander bleibt der Taveyannazsandstein bekanntlich weiterhin verbunden mit der südlichsten Morcles- und vor allem der Diableretsdecke. Die früher angenommene Transgression auf Malm oder Valanginien bei Kandersteg und im hinteren Kiental ist nach BRÜCKNER, 1952, Anmerkung p. 21, unrichtig; am Hohtürli folgt der Taveyannazsandstein an einer Schubfläche über dem Schrattenkalk. Beträchtliche Teile sind im vorderen Kiental von der Diableretsdecke gegen N abgeschleppt und gelangen als Schürflinge unter der Wildhorndecke bis an den Alpenrand (Sigriswil). Da die Diableretsdecke im Kandertal nicht viel mehr ist als eine obere Dignation der parautochthonen Doldenhorndecke, so kann man auch hier konstatieren, dass die Taveyannazverbreitung mit tektonischen Elementen des "Parautochthonen" verbunden bleibt und sich somit nicht von der Verbreitung in der NE-Schweiz unterscheidet.

Da die Doldenhorndecke fast ohne Zwischenlage dem Kristallinrücken des Gasternmassives überschoben ist, wird von einem zum letzteren, d.h. dem eigentlichen Autochthonen gehörigen Tertiär in dieser Region einer Axendepression kaum etwas sichtbar, ausser vielleicht im Lötschbergtunnel. Weiter östlich, wo mit der Heraushebung der Axen von der N-Front der autochthonen Massive wieder mehr sichtbar wird, beschränkt sich die dem eigentlichen Autochthon zugehörige Tertiärschicht bis zum Jochpass auf ein geringmächtiges Priabon: nummulitenhaltige Kalkbreccien (Mürrenbreccie), etwas kohlige Brackwasserschichten (Cerithienschichten), und nachfolgenden reinen Quarzsandstein. Der letztere erreicht gegen E als Titlisquarzit etwas grössere Mächtigkeit und ist dort durch N. fabianii als oberes Priabon datiert.

Wo hier Taveyannazsandstein vorkommt, so ergibt er sich als gegenüber der autochthonen Serie überschoben und den östlichsten Resten der Morclesdecke zugehörig (Lässistockschuppe), welche zum Teil deutlich unter die

Grossfalten des Autochthonen eingewickelt worden sind. Der Raum, welcher übrig bleibt zwischen der nach N abtauchenden eigentlichen autochthonen Sedimentserie oder den sie überlagernden Taveyannazschollen einerseits und der Ueberschiebung der helvetischen Hauptdecke anderseits, ist hier sehr schmal (z.B. Grosse Scheidegg-Rosenlauri) und wird eingenommen von etwas Flyschschiefern (zum Teil mit Nummulitenbänken), welche noch nicht genauer untersucht, aber öfters wegen ihrer stark tektonisierten Erscheinung wohl fälschlicherweise kurzerhand als "Wildflysch" etikettiert worden sind.

Arbenz (in F. MÜLLER & P. ARBENZ, 1938) hat besonders Nachdruck gelegt auf das merkwürdige Phänomen, dass in diesem Abschnitt der Berneralpen die grossen Mächtigkeiten des Altdorfer-Dachschiefer-Flysches plötzlich fehlen, die doch sowohl im Rhonequerschnitt, wie bereits wieder im Reussquerschnitt mit so bedeutenden Mächtigkeiten der nach N verschwindenden Oberfläche der autochthonen Mesozoikumserie vor- und aufgelagert sind. Arbenz hat auch die Gründe besprochen, welche für die Erklärung dieser so auffälligen Erscheinung herangezogen werden könnten und ist zum Schluss gelangt, es sei wohl unwahrscheinlich, dass diese Massen sich erst gegen N in der Unterlage der helvetischen Hauptdecke noch einstellen könnten. Am wahrscheinlichsten sei, dass diese Flyschmassen hier zwar einmal ebenfalls vorhanden gewesen, aber vor der Deckenüberschiebung bereits wieder erodiert worden seien. Es wäre dies offenbar eine ähnliche Abtragung, wie sie für die Molasse über dem Autochthonen von St. Maurice tatsächlich konstatiert worden ist.

Mit den Flyschbildungen unter der Ueberschiebung der Axendecke im Gebiet von Engelberg haben sich neuerdings ARBENZ, LEUPOLD & SCHUMACHER zunächst 1938 in einer vorläufigen Mitteilung, dann SCHUMACHER allein befasst, doch sind die Resultate der intensiven Studien des letzteren 1949 nur in der Form eines sehr knapp gefassten Dissertationstextes veröffentlicht worden. Wichtige Präzisionen hat gleichzeitig VUAGNAT 1952 beigetragen. Im Hintergrund des Engelbergtales setzt über einem, den Verhältnissen im Berner Oberland noch analogen, geringmächtigen nummulitenhaltigen Priabon, das dem Malm der Schlossbergkette transgressiv aufliegt, die Masse des Altdorfersandstein-Dachschieferflysches ein, welche nach dem Reusstal zu rasch zu einer so bedeutenden Mächtigkeit anschwillt. Nach VUAGNAT (1.c., p. 60-62) entsprechen die Sandsteine dieser basalen, wirklich direkt dem Priabon des autochthonen Sedimentmantels auflagernden Serie (Fürrenalp, Surenenpass) völlig dem Grès du Val d'Illeiez. Es kommt hier zunächst kein echter Taveyannazsandstein vor. Der letztere existiert auch hier einzig in Form von dieser basalen Serie bereits aufgeschobenen Schuppen, welche ebenfalls mitabgeschobenes Mesozoikum als Basis haben können, wie am Jochpass (Roteegg), oder als kleine Fetzen mit Schuppen von Einsiedlerflysch (Nummulitenkalk vom Einsiedler Typus, Amdenerschichten, Wangschichten) vergesellschaftet sein können, wie sie dicht unter der Ueberschiebung der Axendecke auftreten.

Nördlich der nach Attinghausen absteigenden Sandsteine vom Typus Val d'Illeiez treten bei Seedorf zum ersten Mal die Sandsteine vom Typus der Matter Sandsteine des Sernftales auf, zuoberst mit den bekannten Konglomeratlagen vom Typus Gruontal (ANDEREGG, 1940). Im übrigen ist das Verhältnis dieser Matter Sandsteine zu den tieferen Teilen des Flysches von Attinghausen noch nicht genauer bekannt, da diese ganze grosse, dem Schlossberg-Mesozoikum der linken Reusstalflanke auflagernde Flyschmasse bisher noch nie im Detail studiert worden ist.

Bisher sind nie Zweifel darüber geäussert worden, dass die Serie des sog. "autochthonen Flysches" von Fürrenalp, des Surenenpasses, von Attinghausen und Altdorf-Flüelen, wenn diese auch in sich notorisch stark verfaltet ist, nicht doch stratigraphisch quasi unmittelbar zu der mesozoischen Unterlage der Schlossbergkette gehöre, welcher sie aufliegt. Anzeichen dafür, dass diese Auflagerung nicht normal sein könnte, ergeben sich zum Beispiel aus der Angabe von ARBENZ, 1934, (p. 775), dass der Altdorfersandstein am Tätschbachwasserfall unter Tagenstall direkt dem Oehrlikalk aufruht, sodass das normale Priabon von Fürrenalp (Titlisquarzit und Stadtschiefer) hier fehlt.

Wichtig ist, dass an der Basis der sog. autochthonen Flyschserie weder in Engelberg noch bei Attinghausen unter dem Altdorfersandstein echter Taveyannazsandstein vorkommt, sondern dass bis hierher alle Vorkommen von solchem als überschobene Fetzen im Dach der Altdorfersandsteinserie liegen.

3. Der nordhelvetische Flysch im Schächental

Leider sind auch die Angaben, welche JENNY (1934) über das Verhältnis von Taveyannazsandstein und Altdorfersandstein in dem besonders wichtigen Gebiet des Riedertales E der Reuss gemacht hat, ziemlich fragmentarisch. VUAGNAT, 1952, (p. 65 - 66) hat neuerdings einige stichprobenartige Beobachtungen über die Gesteine in dieser Gegend mitgeteilt, doch kann man sich danach über dieses Gebiet, das für die ganze Auffassung der

Lagerung der nordhelvetischen Flyschbildungen vielleicht einen Schlüsselpunkt darstellt, noch kein zureichendes Bild machen.

Dagegen ist das östlich anschliessende Gebiet des oberen Schächentales bekanntlich durch BRÜCKNER sehr intensiv studiert und in einer Reihe von Publikationen (1933, 1937, 1943, 1945) ausführlich dargestellt worden. Hier liegen die grossen, mit dem unterliegenden Stadschiefer stark verfalteten Taveyannazsandsteinmassen im Dach der Hohfaulendecke und zur Hauptsache unter der Ueberschiebung der Griesstock-Malmplatte. An der N-Seite des oberen Schächentales gehen Taveyannazsandsteine auch noch etwas über die Stirnendigung der letzteren Decke hinauf und keilen dann gegen S aus.

Résumé der bisherigen Daten zur Stratigraphie und Lagerung des Schächentaler Flysches: Die autochthon-parautochthonen Flyschmassen des Schächentales liegen im Prinzip in zwei verschiedenen tektonischen Situationen: zu einem Teil über der Hohfaulenplatte und ihrem wahrscheinlichen östlichen Aequivalent, der langausgezogenen liegenden Stadschiefer-Antiklinale Balm-Trogen; zum anderen Teil nördlich vor und unterhalb diesen tektonischen Elementen. Die mächtigen Taveyannazmassen, welche sich über die Hohfaulen-Platte vor der Windgällenfalte aufhäufen, hat Brückner stets als eine zusammenhängende stratigraphische Folge betrachten wollen. In der Ueberzeugung, dass es sich in dieser zusammengerechnet etwa 1000 m mächtigen Folge um eine einheitliche, wenn auch stark disharmonisch verfaltete Schichtreihe handle, unterschied Brückner darin drei, voneinander durch mächtigere Dachschieferbänder (Unteres Dachschieferband, oberes und unteres der mittleren Dachschieferbänder) getrennte Taveyannazabschnitte als stratigraphische Abteilungen: einen "Unteren", einen "Mittleren" und einen "Oberen Taveyannazsandstein". Getrennt durch ein weiteres Dachschieferband würde über dem letzteren dann der "Untere Altdorfersandstein" folgen. Mittels Stichproben hat VUAGNAT, 1952, (p. 64/65) durch diese drei Taveyannazabteilungen hindurch von unten nach oben eine systematische Abnahme des Gehaltes an vulkanischen Detritus und eine Zunahme des Quarzsandes festgestellt. Während die unteren Abteilungen noch dem Typus II entsprechen, muss die oberste bereits zum Typus IV gerechnet werden und zeigt in sich gegen oben eine weitere Abnahme des vulkanischen Materials. Nach Vuagnat's Meinung würden diese Feststellungen offenbar die Brückner'sche Auffassung einer einheitlichen Schichtreihe stützen.

In den Vorkommen von Taveyannazsandstein unmittelbar unter der Hohfaulenplatte (Oberfeld), die Brückner und Jenny als Verkehrt-Serie zur letzteren aufgefasst haben, erkennt Vuagnat ebenfalls seinen Typus IV. Dieser würde also in zwei verschiedenen Situationen auftreten, in den höchsten Taveyannazpartien über der Hohfaulendecke und unmittelbar unterhalb der letzteren. Die noch tiefer nördlich unter der Schubbahn der Hohfaulenplatte liegenden Sandsteine, diejenigen von Fluh unter den Stadschiefern der Trogenalp, weiter die Vorkommen im unteren Sulztal gegenüber Spiringen, die Aufschlüsse im Schächenbett zwischen Trudelingen und Brügg und im untersten Riedertal entsprechen alle petrographisch bereits dem "Grès du Val d'Illicz", d.h. den "Unteren Altdorfersandsteinen" im Sinne von Brückner. Ebenso gilt dies von den Vorkommen am Fuss der nördlichen Hänge des Schächentales, von den unteren Teilen des Profiles im Holdenbach (N gegenüber vom Riedertal bei Bürglen-Stalden) und von den durch die grossen Sackungen von Spiringen davon getrennten letzten Flyschaufschlüssen unter der Griesstockplatte im Frittertäl.

Ein Hauptpunkt aber, das Verhältnis dieser "Unteren Altdorfersandsteine" N unter der Hohfaulenplatte zu den Taveyannazsandsteinen, lässt sich aus den bisherigen Schilderungen in der Literatur noch nicht mit Sicherheit entnehmen. Schon DE QUERVAIN, 1928, (p. 67) machte auf die wichtige, topographisch bedingte Lage des Riedertales aufmerksam, als einen der wenigen Punkte in den Schweizeralpen, wo dieses Verhältnis näher studiert werden könnte. VUAGNAT, 1952, (p. 66 e) stellte fest, dass sich über den Altdorfersandsteinen im Schächenbett von Stalden-Brügg (L. K.) im unteren Riedertal bei Vierschrot (S. A.) und im Trudelingerwald ein wahrscheinlich synklinal gelagerter Keil der jüngeren "Mattersandsteine" einschaltet, dessen Muldenspitze offenbar hier recht nahe an die vom Bergsturz von Schattdorf verhüllte Front des autochthonen Malms herankommt. Darüber bestehe die rechte Flanke des Riedertales wieder aus "Grès du Val d'Illicz" mit Uebergängen zu Tav. IV. Wie diese Altdorfersandsteine dann schliesslich gegen oben zu an die Taveyannazsandsteine vom Typus IV im Liegenden der Hohfaulenplatte angrenzen - welche bisher von allen Autoren als echte Taveyannazsandsteine akzeptiert wurden - ist offenbar noch nicht ganz abgeklärt. VUAGNAT, 1952, (p. 66 d) sagt zu diesem Punkt nur: "Le passage d'un groupe à l'autre paraît s'effectuer entre Weidtal (S. A.) et Wängi." Er ist offenbar im Prinzip der Meinung, dass es sich zwischen dem Mattersandstein von Vierschrot und den Taveyannazsandsteinen im Liegenden der Hohfaulenplatte um eine verkehrte Serie von Altdorfersandstein handle, mit beidseitig stratigraphischen Uebergängen, sowohl nach dem topographisch hangenden, stratigraphisch liegenden Tav. IV, wie zu dem topographisch liegenden, stratigraphisch hangenden Mattersandstein. Auf einer kurzen Exkursion ins Riedertal,

zusammen mit Herrn Prof. Leupold, hat auch der Verfasser den Eindruck gewonnen, dass diese Auffassung richtig sei. Zwischen dem verkehrten, fast horizontal liegenden Taveyannazsandstein von Oberfeld und den tieferen Sandsteinwänden über Hinter Talberg, in denen auch mein typischer "basaler Altdorfersandstein" des Glarnerflysches vertreten ist, beobachtet man in der Gegend des Wegleins Lauwi-Ober-Wängi ein Dachschieferband als Trennung, wie es auch im Glarnerflysch die Taveyannazgruppe vom "basalen Altdorfersandstein" scheidet.

VUAGNAT, 1952 (p. 66, 10⁰) hat auch einige Beobachtungen über das dem Riedertal an der Nordflanke des unteren Schächentales gerade gegenüberliegende Profil des Holdenbaches mitgeteilt (S.A., in der L.K. ohne Bezeichnung; der Holdenbach mündet kurz unterhalb der Brücke von Stalden, P. 648, von N in den Schächen). Im untersten Teil, bis Kote 1180, findet er "Grès du Val d'Illiez de l'espèce II", dann eine Einschaltung von Oelquarzit und erst höher oben Sandsteine vom Typus Matt-Gruontal; sodass hier offenbar eine tektonische Einschaltung von "eingewickelter Flysch" eine Beobachtung der Verhältnisse zwischen Altdorfersandstein und Mattersandstein verhindert.

Herr Prof. Leupold und der Verfasser haben auch dieses offenbar prinzipiell wichtige Profil auf einer kurzen Exkursion 1957 begangen und sind zu folgenden Resultaten gekommen:

Der Altdorfersandstein reicht in der Tat bis zu der in der L.K. eingetragenen markanten und nicht passierbaren Felsstufe im Bach etwas unterhalb 1200 m. Von der mittleren Station der von Stalden ausgehenden Seilbahn gelangt man auf einem Horizontalweg leicht an eine, bei 1200 m über dieser Stufe gelegene Stelle des Tobels und konstatiert, dass unterhalb des Weges bis zur Obergrenze des Altdorfersandsteins Bänke von Einsiedler Nummulitenkalk eingeschaltet sind. Im Tobel selbst findet man von der Oberkante der Wasserfallstrecke an aufwärts bis auf die Höhe des Horizontalwegleins von Schwand 1320 m zur Hauptsache sehr "wilden" Flysch aus Sandstein und schwarzem Tonschiefer, vom Typus des Habkernflysches, wenn auch ohne "Exoten". Oberhalb des genannten Wegleins schalten sich neuerdings Linsen von Einsiedler Nummulitenkalkkriffen ein; sodass also die "wilde" Flyschzone den beidseitig von Einsiedlerkalken flankierten Kern einer muldenartig gelagerten Einspitzung von südhelvetischem Flysch im nordhelvetischen Flysch bildet. Wo das Horizontalweglein von Schwand den westlichen Tobelast kreuzt, beginnt oberhalb dieser Einspitzung bachaufwärts eine wenig breite Zone steilstehender, regelmässig dünnplattiger Sandsteine, welche sehr wahrscheinlich bereits wieder der Serie des nordhelvetischen Flysches angehören und bei 1380 m am Beginn der Steilstrecke nach oben plötzlich durch typischen, zum Teil konglomeratischen, hellen Mattersandstein abgelöst werden.

Obwohl also S des Schächen, im unteren Riedertal, dem Altdorfersandstein bereits Mattersandstein aufgelagert ist, findet man N des Schächen, am oberen Kontakt des Altdorfersandsteins mit dem "eingewickelter Flysch", diesen jüngsten Horizont des nordhelvetischen Flysches zunächst nicht. Er stellt sich erst höher am Hang, oberhalb der etwa 500 m breiten, steilstehenden, muldenartigen Einspitzung von "eingewickelter Flysch", wiederum ein, dort dann in grosser Mächtigkeit. Die Auflagerungsfläche des Einsiedlerflysches auf den nordhelvetischen Flysch verläuft also sehr merkwürdig und diese Beobachtungen deuten ebenfalls darauf hin, dass die Divertikel der "eingewickelter" Flyscharten sich einer oberen Erosionsfläche des nordhelvetischen Flysches aufgelagert haben, wie dies schon von BRÜCKNER, 1937, (p. 165 und Taf. II, Fig. 3) und SCHUMACHER, 1949, (p. 38) postuliert wurde.

Brückner's theoretische Vorstellungen über Ablagerungsart und Bau des nordhelvetischen Flysches: Hinsichtlich des Verhältnisses der Massen von echtem Taveyannazsandstein über der Hohfaulendecke war Brückner ursprünglich der Ansicht, diese lagerten sich den unterliegenden Stadschiefern transgressiv in der Weise auf, dass von S nach N allmählich immer jüngere Taveyannazhorizonte mit beträchtlichem Diskordanzwinkel transgredieren (siehe vor allem Schema 1937, Taf. II, Fig. 3). Dadurch erklärt sich die dachziegelartige Lagerung der Tav.sandsteinmassen. Ganz im S ist nur der "Untere Tav.sandstein" vorhanden, während gegen N hin zunächst der "Mittlere", dann der "Obere Taveyannazsandstein" schief auf der Oberfläche der liegenden Stadschiefer herunterkommen und auf derselben abstossen. Nach N hin könnte nach diesem Prinzip dann zuletzt auch der Altdorfersandstein auf den Stadschiefer herunterkommen. Nach dieser Theorie liesse sich somit erklären, weshalb vom Verkehrtchenkel der Hohfaulen-Decke an gegen N nur noch Taveyannazsandstein vom Typus IV vorhanden ist und im sog. "autochthonen Flysch" von Attinghausen bis Engelberg über den autochthonen Stadschiefer nur "Grès du Val d'Illiez", d.h. direkt Altdorfersandstein gefunden wird. Für die Existenz einer transgressiven Auflagerung auf den Stadschiefer werden auch die Breccienbildungen, mit Material aus Hochgebirgskalk und Complanataschichten, an der Basis des "Mittleren Taveyannazsandsteins" angesehen.

1952 und 1943 hat Brückner seine Ansichten über das Verhältnis der grossen Taveyannazmassen des Brunnitales zur Stadschieferunterlage in etwas veränderter Form vorgetragen. Noch immer nimmt er an, dass es sich um eine einzige zusammenhängende stratigraphische Serie handelt, welche von den "Unteren Taveyannazsandsteinen" S des Scherhorns hinaufreicht bis zu den "Oberen Taveyannazsandsteinen" unter dem Gipfel des Wespen. Jedoch wird nun 1952 "keine solche generelle Transgression" auf die Stadschiefer festgestellt, sondern: "Die scharfe Untergrenze der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe erweist sich an den meisten Stellen als tektonische Rutschfläche" (l.c., p. 21). Brückner weist diesbezüglich auch auf ähnliche Verhältnisse im E, im Profil Linthal-Kistenpass und im W, im Profil im Surenegebiet, hin und, wie er selbst 1946 unterstrichen habe, im Val d'Illiezgebiet. Die Masse des nordhelvetischen Flysches sei als Ganzes von ihrer ursprünglichen Unterlage beträchtlich abgeschoben und nordwärts bewegt worden und bilde "eine relativ selbständige tektonische Einheit", den "autochthonen Flyschmantel" (l.c., p. 21). Immerhin hält Brückner am stratigraphischen Normalprofil der drei Taveyannazabteilungen fest, das deltaartig, mit stark nordfallender primärstratigraphischer Neigung über dem Stadschiefer abgelagert worden ist, jedoch nicht mehr transgressiv, sondern so, dass sich die Stadschiefer mit den deltaartig struierten Sandstein-Dachschiefer-Massen in südlicher Richtung faziell verfangern. Insbesondere gehen Einschaltungen von Globigerinenschiefen gegen S in die Dachschieferbänder über, welche Brückner's Taveyannaz-Abteilungen voneinander trennen (siehe vor allem l.c., Abb. 1 und p. 21-24). Es wird auch auf einzelne Stellen aufmerksam gemacht, wo die Sandstein-Dachschiefer-Gruppe nicht direkt über den Stadschiefern abgeschert ist und die Basis des Taveyannazsandsteins mit den Globigerinenmergeln verzahnt sei. Dies sei zum Beispiel der Fall für die Taveyannazsandsteine im Dach der Griesstockstirn, am Kistenstöckli und in der Flyschbasis der Muttenberge (wobei dies nach den unten darzustellenden Ergebnissen für das Kistenstöckli unrichtig, für gewisse Stellen der Muttenberge aber richtig ist). Die Taveyannazsandsteine würden also nach dieser Auffassung im Schächental mit Teilen der Globigerinenschiefer gleichaltrig sein und gegen S hin seitlich daraus hervorgehen. Die Taveyannazgruppe ihrerseits erscheint als ein aus S geschüttetes, nach N durch den Uebergang in Globigerinenschiefer rasch an Mächtigkeit abnehmendes Delta gröberer Klastika. Dem Delta der Taveyannazgruppe wäre die jüngere Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe auf analoge Weise gegen N vorgelagert. Globigerinenmergel und auflagernde klastische Flyschgesteine würden nach N immer jünger werden; und Brückner macht auf die in diesem Zusammenhang im Val d'Illiez tatsächlich nachweisbaren Verhältnisse aufmerksam, wo die Globigerinenschichten im eigentlichen Autochthonen schliesslich von Unteroligocänalter sind und darüber direkt die ältesten Schichten der oligocänen Molasse anschliessen. Auf diese Weise werde es verständlich, dass die Basis des Taveyannazsandsteins im S durch Discocyclinen als Priabon, das Alter der Globigerinenschichten im N aber durch die liegenden Nummulitenkalke als Oligocän datiert sei (1952, p. 24, Anm. 1).

Kritik der bisherigen Vorstellungen über den Bau des nordhelvetischen Flysches im Schächen- und Reusstal: Es sei gestattet, an dieser Stelle, wo es sich im Anschluss an die vorstehende Besprechung der Literatur am natürlichsten ergibt, sogleich einige kritische Gedanken vorgängig zu äussern, wie sie sich auf Grund der Resultate im Glarnerland aufdrängen.

Einerseits unterstrich Brückner mehrfach deutlich die Abschiebung der Taveyannazgruppe von ihrer ursprünglichen stratigraphischen Unterlage nach N im Dach der Hohfaulendecke. Der ursprüngliche Ablagerungsraum muss mit demjenigen der Hohfaulendecke zum mindesten S der Windgällenfalte gelegen haben. Wahrscheinlich aber ist der Verschiebungsbetrag der Taveyannazmassen noch grösser, da dieselben auch nach Brückner relativ zu den Stadschiefern im Rücken der Hohfaulen-Platte nochmals als beträchtlich verschoben zu betrachten sind. Die Abschiebung dieser Partien des nordhelvetischen Flysches soll nach Brückner (1943) frühzeitig, in einer ersten Faltungsphase geschehen sein, nachdem dieselben unmittelbar vorher bereits in einer "ultrahelvetischen" Phase von den "ultrahelvetischen Flyschmassen" (Blattengratflysch etc.) überflutet worden waren. Dieselben haben sich von da an, gleich einer jüngsten stratigraphischen Schicht, mit den abgeschobenen Teilen des nordhelvetischen Flysches konform deformiert. Wenn Brückner dieses Divertikel des nordhelvetischen Flysches "autochthonen Flyschmantel" nennt, so soll dabei die Bezeichnung "autochthon" nur noch andeuten, dass das ursprüngliche Ablagerungsgebiet immerhin noch im Bereich des autochthonen Aarmassives gelegen war.

Brückner hat sich nun meines Wissens bis jetzt nirgends expressis verbis darüber ausgesprochen, inwieweit er auch die nördlich vor und unterhalb der Hohfaulenplatte gelegenen nordhelvetischen Flyschmassen nun mit diesem Divertikel der Taveyannazsandsteine für mechanisch solidarisch und somit als wesentlich mitabgeschoben hält. Diese grossen Flyschmassen der Profile Bürglen - Eggberge - Gruontal und Attinghausen - Seedorf hat bisher jedermann für eigentlich "autochthon", d.h. zum unterliegenden mesozoischen Sedimentmantel des Erstfeldermassives gehörig und gegenüber dieser Unterlage kaum wesentlich verschoben betrachtet. Auch nach den Resultaten

von Vuagnat, der gezeigt hat, dass der Flysch dieser Profile bei Attinghausen unten unmittelbar mit "Grès du Val d'Illeiez", also Altdorfersandstein, beginnt, bestehen zunächst keine zwingenden Gegengründe, von dieser bisher geläufigen Ansicht abzugehen, solange man die Verhältnisse durch die Brückner'sche Annahme erklärt, innerhalb des nordhelvetischen Flysches müsse primärstratigraphisch ein deltaartiger Bau vorhanden sein, mit einem Uebergreifen stets jüngerer Horizonte in nördlicher Richtung. Auch R. STAUB, 1954, (p.157) hat unlängst wieder von einer transgressiven Auflagerung der oligocänen Altdorfersandsteine von Schattdorf auf den Malm der Schlossbergkette gesprochen.

Es bestünde nun noch eine Möglichkeit, einen solchen starken Zusammenschub der südlicheren Abschnitte des nordhelvetischen Flysches mit einer strikt autochthonen Lagerung der nördlicheren Anteile (Altdorfersandstein) in Einklang zu bringen, wenn man annähme, die Verschiebungsfläche der Taveyannazsandsteinmassen des Brunnitales gehe mit derjenigen der Hohfaulenplatte nördlich über die Altdorfersandsteinmassen hinaus, welche relativ an Ort und Stelle geblieben wären. Der Umstand, dass diese Schubflächen in den Gräten Burg-Fätsch (Wängihorn L. K.) und Spitzen hoch über dem Schächental in die Luft hinaus zielen, würde eine solche Hypothese eventuell erlauben. Es ergeben sich aber bereits aus den vorhandenen Unterlagen Einwände gegen eine solche Vorstellung. Nach E steigen die erwähnten Flächen am Ausgang des Brunnitales tiefer herunter und wenn auch die dortigen Aufschlüsse nur beschränkt sind, so vertritt doch Brückner nach der Darstellung in den Profilen deutlich die Auffassung, dass die Massen des "autochthonen Flyschmantels" vorne um die Stirn der Hohfaulenplatte, oder, wo diese ostwärts ausgekelt ist, um die Stirn der Stadschieferantiklinalen der Trogenalp herumbiegen und rapid gegen den Grund des Schächentales abtauchen. Sie kommen so unmittelbar vor die N-Front des autochthonen Malmgewölbes des Brunnitales zu liegen. Nach den Profilen von Brückner kann also die Verschiebungsfläche der Taveyannazmassen keineswegs über den Altdorfersandsteinmassen des tieferen Schächentales nach N hinaus münden, sondern biegt ausgesprochen unmittelbar vor der Malmfront des Autochthonen nördlich zur Tiefe, so dass man sich fragen muss, ob überhaupt ein zum Malmmantel des eigentlichen Autochthonen (Erstfeldermassiv) zugehöriges Tertiär vorhanden sei und was eventuell dazu gerechnet werden könnte.

Wie oben referiert wurde, zeigt der verkehrt gelagerte Taveyannazsandstein von Oberfeld im Liegenden der Hohfaulenplatte den Typus IV und gleicht dadurch also der obersten Taveyannazsandsteinplatte im Dach der Hohfaulenplatte, derjenigen direkt unter dem Gipfel des Wespen. Wahrscheinlich wird deshalb die oberste der drei Taveyannazsandsteinplatten nicht nur vor der Front der Hohfaulenplatte nach N absteigend umgebogen, sondern sie wird eigentlich noch unter die Hohfaulenplatte eingewickelt. Anderseits weist alles darauf hin, dass diese beträchtlich nach S zurückgewinkelte, verkehrt stehende Taveyannazsandsteinplatte mit dem gegen abwärts unter derselben folgendem Altdorfersandstein-Profil des Riedertales in normalstratigraphischer Verbindung steht und dadurch implizite auch mit der ganzen "autochthonen" Altdorfersandsteinmasse des Beckens von Altdorf solidarisches ist. Meiner Ansicht nach trägt die tektonisch oberste Taveyannazsandsteinplatte - "Mittlerer" und "Oberer" Taveyannazsandstein Brückner's - welche ich für eine über dem "Unteren Dachschieferband" Brückner's am meisten nach N vorgeschobene Schuppe halte, - stratigraphisch die ganze Serie der "autochthonen" Altdorfersandsteine und Mattersandsteine der Profile Attinghausen - Seedorf und Bürglen - Eggberge - Gruontal. Auch diese Massen gehören mit zum Divertikel, welches Brückner "Autochthonen Flyschmantel" genannt hat und müssen von ihrer Unterlage, dem Malmmantel des Erstfeldermassives, der ihre scheinbare Unterlage bildet, tektonisch bedeutend getrennt sein. Die Verhältnisse sind einzig dadurch noch wesentlich gestörter und unübersichtlicher geworden, dass nach Abfahren des Divertikels und seiner "mise en place" ein sekundärer Vorgang folgte, der mit der Ausbildung der Windgällenfalte in Verbindung stehen dürfte, und durch welchen die nördlichen Teile des Divertikels in ähnlicher Weise unter die Stirn der Hohfaulenplatte hineingewickelt worden sind, wie die letztere selbst unter die Stirn der Windgällenfalte. Diese Komplikation ist durchaus analog mit einer gleichartigen, wenn auch nicht so intensiven späten Einwicklung des Flysches um die Stirn der Torkopfplatte im Profil des Kistenpasses.

Es schien mir nützlich, hier im Anschluss an die Besprechung der Literatur und einige wenige eigene Beobachtungen bereits vorgehend darzustellen, wie für den sog. autochthonen Flysch des Reuss- und Schächentales ähnliche Lösungen wahrscheinlich sind, wie sie sich nach meinen Resultaten für den Glarnerflysch praktisch unausweichlich aufdrängen. Die Konsequenzen einer Deutung des ganzen Glarner Flysches als ein mächtiges, von der nordhelvetischen Unterlage weitgehend abgeschobenes Divertikel lassen sich umso eher akzeptieren, wenn es sich ergibt, dass analoge Schlüsse und Ableitungen auf Grund des bisher bekannten auch für das unmittelbare Nachbargebiet nicht abwegig sind.

Hierzu muss man noch zwei Dinge in Betracht ziehen.

Erstens sind die Verhältnisse für die Erkenntnis des Baues der nordhelvetischen Flyschbildungen im Schächental deutlich schwieriger als im Querprofil Linthal - Kistenpass. Denn die Punkte, wo sich das Verhältnis zwischen den Taveyannazsandsteinmassen im Rücken der Hoh Faulen - Decke und den vor- und unterlagernden Altdorfersandsteinmassen sollte kontrollieren lassen, fallen z. T. in den Talhohlraum des Schächentals hinaus, z. T. sind sie durch ausgedehnte Schuttmassen, wie die Sackungen am N-Hang bei Spiringen, den Bergsturz von den Spitzen und die grosse Schuttmasse der Schattdorfer Berge, der Beobachtung entzogen. Die Möglichkeit, über diese Verhältnisse ins klare zu kommen, beschränkt sich von vornherein auf wenige Aufschlusspunkte.

Ferner fehlt bisher jede eingehendere Behandlung der gut aufgeschlossenen Gebiete der Profile Bürglen - Eggberge - Gruontal und Attinghausen - Seedorf. Den einzigen bemerkenswerten Fortschritt bildet hier - neben den wenigen petrographischen Feststellungen Vuagnats - die kurze Zusammenstellung der Komponentenzusammensetzung des Gruontalkonglomerats durch J. SCHUMACHER, 1949, (p. 50/55). Für die darin vorkommenden Alveolinenkalkgerölle braucht heute kein so entlegenes Herkunftsgebiet mehr in Betracht gezogen zu werden, wie dies seinerzeit von J. BOUSSAC, 1912, (p. 372/73) bei der Entdeckung dieser Gerölle getan worden ist; diese Gerölle können heute aus dem Ablagerungsraum der Einsiedler Nummulitenkalke - also dem S-Helvetikum - abgeleitet werden. Die anderen von Schumacher gefundenen Nummulitenkalkgerölle stammen bemerkenswerterweise unzweifelhaft aus dem benachbarten N-Helvetikum des Hoh Faulen - Raumes ab.

Es zeigt sich also, dass vom Beginn der Taveyannazsedimentation an (Complanatakalkgerölle in der Basisbreccie am Schwarzstöckli) bis zum Abschluss der nordhelvetischen Flyschsedimentation Partien des nordhelvetischen Ablagerungsraumes stellenweise bis auf die Unterlage der Stadschiefer herunter erodiert wurden. Ich vermute, dass an eigentlich zur autochthonen Malmunterlage gehörigem Tertiär nicht viel mehr vorhanden ist als die von Jenny festgestellten hogantähnlichen Sandsteine und Nummulitenkalke in der Nordflanke des Belmeten und zwischen Belmeten-Schuppe und Hoh Faulen-Platte, sowie etwas zugehöriger Globigerinenschiefer. J. J. JENNY, 1934, (p. 156/57) hat bereits darauf aufmerksam gemacht, dass der Taveyannazsandstein westlich P. 2251 nicht stratigraphisch zur unterliegenden Stadschieferserie des Belmeten gehöre, sondern seiner Meinung nach zur Verkehrtserie der Hoh Faulen-Platte, dass aber auch die Taveyannazsandsteine über dieser Platte im Profil Burg durch kleine Malmlinsen von den Stadschiefern der Normalserie der Hoh Faulen-Platte abgetrennt sind.

Auch im südhelvetischen Gebiet traten die Erosionsvorgänge, die dort bereits im Lutétien und Priabon eingesetzt hatten - aufgearbeitete Einsiedlerkalke und Gesteine der helvetischen Kreide am Spirstock - weiterhin in Erscheinung. Die südhelvetischen Flyschmassen waren wahrscheinlich bereits nach Abschluss des Priabon in Bewegung geraten. Während ihres weiteren Vorrückens lieferten sie dann die sehr reichlichen Gerölle von Einsiedlerkalken in den Konglomeraten der chattischen Molasse, der aber die Gerölle nordhelvetischer Herkunft bereits wieder fehlen. Die gleichzeitige Vermehrung der Einsiedlerkalke und der Radiolaritengerölle vom Gruontalkonglomerat zu den ältesten chattischen Konglomeraten der Molasse zeigt schön das nach Abschluss der Sedimentation des nordhelvetischen Flysches sogleich einsetzende Vorrücken der südhelvetischen Flyschdivertikel auf den nordhelvetischen Raum zusammen mit den nachfolgenden Simmendeckemassen.

Ein weiterer wesentlicher Fortschritt besteht in der Erkenntnis Vuagnat's, dass zwischen den Sandsteinen, welche die Gruontalkonglomerate enthalten, und den lagenweise ebenfalls konglomeratischen Matter-Sandsteinen, welche im Sernftal den oberen Abschluss der glarnerischen Aufschlüsse des "autochthonen Flysches" bilden, eine vollkommene petrographische Analogie besteht. Die an beiden Aufschlüssen gewonnenen Erkenntnisse über diese noch manche ungelöste Probleme stellenden jüngsten Teile des "autochthonen Flysches" müssen deshalb von jetzt an in Verbindung gebracht werden und können sich gegenseitig stützen.

A. Allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues

Innerhalb dieses Schichtstapels kann folgende allgemeine tektonisch-stratigraphische Einteilung vorgenommen werden (Reihenfolge von topographisch oben nach unten):



Zu der allgemeinen Nomenklatur dieser Einteilung ist folgendes zu bemerken: man hat seit langem von "Glarner Flysch" gesprochen, bevor dessen tektonische Gliederung in einen nordhelvetischen, einen südhelvetischen und einen ultrahelvetischen Anteil erkannt war. Meistens dürfte man durch die Bezeichnung "Glarner Flysch" in erster Linie an die altbekannten Fischechiefer von Matt erinnert worden sein, d.h. an das, was wir heute als nordhelvetischen Anteil in diesen Schiefermassen erkennen. Wenn der Sardonafliesch und der Blattengratkomplex noch unter der Bezeichnung "Glarner Flysch" einbezogen sein sollen, so müssen diese Teile speziell als "eingewickelter Glarner Flysch" bezeichnet werden (siehe Aufstellung von LEUPOLD, 1942, p. 249); doch dürfte der nordhelvetische Anteil aus historischen Gründen aus dieser Bezeichnung "Glarner Flysch" nicht ausgeschlossen werden, sondern es wäre im Gegenteil eher zu empfehlen, diese wieder auf diesen Anteil zu reduzieren. Andererseits ist es ebenfalls nicht sehr korrekt, den letzten Anteil als "autochthon-parautochthonen Flysch" zu bezeichnen, sobald erkannt wird, dass derselbe weitgehend von der autochthon-parautochthonen (parahelvetischen) Unterlage abgehoben ist.

Um diesen nomenklatorischen Unklarheiten aus dem Wege zu gehen, wurde in der vorliegenden Arbeit dafür konsequent die Bezeichnung "Nordhelvetischer Flysch" (abgekürzt: NHF) oder dann die Benennung "Sandstein-Dachschiefer-Komplex" verwendet. Unter dieser Bezeichnung wird die ganze Sandstein-Dachschiefer-Serie der jüngeren Schichtreihe des Nordhelvetikums verstanden, unter Ausschluss der unterliegenden Globigerinenschiefer ("Stadschiefer") (welche zwar von den älteren Autoren ursprünglich auch noch dem Flysch zugerechnet wurden). Sowohl BRÜCKNER (1952) wie VUAGNAT (1952) sprechen in diesem Sinne von "nordhelvetischem Flysch". Brückner's Feststellung, dass derselbe beträchtlich gegenüber seiner Unterlage verschoben ist und eine "relativ selbständige tektonische Einheit" bildet, führt ihn dazu, ausserdem den Ausdruck "autochthoner Flysch-mantel" als tektonische Bezeichnung für diese Art "Abschiebungsdecke" einzuführen. Frühere Autoren, auch Oberholzer und Brückner, haben oft auch von einer Sandstein-Dachschiefer-Gruppe gesprochen. Ich möchte aber lieber von einem Sandstein-Dachschiefer-Komplex sprechen, um innerhalb desselben, als eine Hauptunterteilung, eine ältere "Taveyannazgruppe" und eine jüngere "Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe" unterscheiden zu können. Ueber die weitere innere Unterteilung des Sandstein-Dachschieferkomplexes wird später zu sprechen sein.

Die oben unterschiedenen fünf stratigraphischen Hauptgruppen der mesozoisch-tertiären Normalschichtreihe der autochthonen und parautochthonen (parahelvetischen) Zone haben sich bei der Gebirgsdeformation wegen ihrer jeweiligen dominierenden lithologischen Zusammensetzung mechanisch sehr verschieden verhalten und dadurch Anlass zu einem tektonischen Stockwerkbau gegeben.

Der ganze Schichtstoss der mesozoischen Kalke ist von zahlreichen scharfen Scherflächen durchzogen, die bis ins Kristallin hinunter reichen. An solchen Flächen ist er zu jenem Haufwerk von Schuppensplittern zusammengeschoben, wie es bereits von Oberholzer in seinen Profilen so charakteristisch dargestellt worden ist. Gegen S hin ist mit dem Auftreten mergelig-schiefriger Bildungen, der Zementsteinschichten an der Basis der Kreide, der Drusbergschichten innerhalb der Kreidekalke, wiederum die Möglichkeit gegeben, dass sich weitere spezielle Schubflächen innerhalb dieser schiefrigen Bildungen annähernd entlang den Schichtflächen anlegen und dass die obersten Teile der mesozoischen Kalkschichtreihe an solchen Flächen von ihrer tieferen Unterlage abgetrennt und separat verschoben werden. Wo die basalen Transgressionsbildungen des Alttertiärs unmittelbar Kalken des Mesozoikums auflagern, verhalten sich die Nummulitenbildungen mit den unterliegenden Kalken solidarisch und werden oft zusammen mit Teilen der Kreide vom tieferen Mesozoikum abgetrennt. Wo aber die basalen Transgressionsbildungen des Tertiärs unmittelbar mergeligen Kreideschichten auflagern, können sie auch direkt entlang der Transgressionsfläche von ihrer Kreideunterlage mechanisch abgetrennt werden.

Die primär in beträchtlicher Mächtigkeit vorhandenen Globigerinenschiefer sind ein völlig inkompetentes Schichtglied und werden bei den tektonischen Bewegungen bald stark ausgedünnt, bald zu sehr grossen Mächtigkeiten angehäuft. Die entlang den vorgenannten schichtparallelen Trennungsflächen von ihrer stratigraphischen Unterlagen mechanisch losgelösten Lamellen von Kreide plus basalen Alttertiärbildungen oder von basalen Nummulitenbildungen allein werden bei ihrem Vormarsch gegen N in den Bereich der hangenden Globigerinenschiefer vorgetrieben oder abgeschleppt und teilen von da an, als nur geringmächtige Lamellen kompetenter Gesteine innerhalb grosser Anhäufungen plastischer Mergelschiefer, völlig das tektonische Schicksal der Globigerinenschiefer. Sie wurden innerhalb derselben weiter nach N transportiert und gemeinschaftlich mit den umgebenden Schiefen bald zusammengestaucht, bald zerrissen.

Der auflagernde Sandstein-Dachschiefer-Komplex ist primärstratigraphisch gemischt aus mechanisch überwiegend kompetenten Anteilen - wie z.B. den basalen Taveyannazsandsteinen oder grösseren zusammenhängenden Abschnitten

von Altdorfersandstein - und aus völlig unkompetenten Einschaltungen von Dachschiefeln. Die basalen Taveyannazsandsteine bilden den in sich am wenigsten von Schieferlagen durchmischten und deshalb kompetentesten Abschnitt der Schichtreihe, der sich als steifere Platte leicht von den unterliegenden Globigerinenschiefeln abtrennt und sich von da an mechanisch völlig selbständig verhält. Deshalb bildet überhaupt der ganze Sandstein-Dachschiefer-Komplex, einmal an seiner Taveyannazsandstein-Basis vom unterliegenden Globigerinenschiefer mechanisch getrennt, bei der weiteren tektonischen Entwicklung ein völlig separates tektonisches Stockwerk. Aber auch innerhalb dieses Stockwerks geben mächtigere Dachschieferbänder zwischen mächtigeren Altdorfersandstein-Ab schnitten Anlass zu weiterer disharmonischer Bewegung und zur Ausbildung von tektonischen Unterstockwerken.

Vielfach ist hier ausserdem die Wechsellagerung von Dachschiefeln und Sandsteinen eine derart enge, dass grosse Teile der Serie praktisch inkompetent sind, sich plastisch deformieren und zur Ausbildung von Gleit- und Fliesstektonik Anlass geben.

Aus diesen mechanischen Gegensätzen innerhalb der mesozoischen und tertiären Schichtreihe ergeben sich die charakteristischen tektonischen Eigentümlichkeiten des allgemeinen Gebirgsbaues der autochthonen und parautochthonen Zone. Es können von oben nach unten unterschieden werden :

Das tektonische Stockwerk des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes mit tektonisch zwischengeschalteten Globigerinenmergel-Anteilen

Das tektonische Stockwerk der Globigerinenschiefer mit den darin eingeschuppten Lamellen von Kreide und basalen Nummulitenbildungen des Alttertiärs

Das tektonische Stockwerk der mesozoischen Kalke bis und mit basalen Nummulitenbildungen, soweit letztere in normalem Transgressionskontakt geblieben sind.

B. Der Bau des mesozoischen Sedimentmantels

Für den Bau dieses Stockwerks konnte ich mich weitgehend auf schon vorhandene Unterlagen stützen. Wie einleitend erwähnt, ist während der Vorstudien für das Limmern-Kraftwerk der Bau des mesozoischen Sedimentmantels von Tierfeld bis ins Val Frisal detailliert studiert worden. Von den auf dieser Basis ausgearbeiteten grossmasstäbigen Darstellungen des Gebirgsbaues im mesozoischen Sedimentmantel der autochthon-parautochthonen Zone, welche unpubliziert geblieben sind, konnte ich Einsicht nehmen. Die Darstellung der Schuppenstruktur der mesozoischen Unterlage in den Kulissen 1 und 2 der Profiltafel beruhen auf Profilkonstruktionen auf der Basis der geologischen Karte 1:5'000 des Limmerngebietes, welche von E. Weber als Unterlage des Limmern-Gutachtens der Prof. R. STAUB & W. LEUPOLD (1947) aufgenommen worden ist.

Für die Benennung der tektonischen Elemente des mesozoischen Sedimentmantels wurde im Laufe dieser Studien eine Nomenklatur entwickelt, welche zuerst in einem unpublizierten Bericht von E. WEBER, 1946, "Geologie des Limmern-Selbsanft-Gebietes", enthalten ist (Beilage I zum Limmern-Gutachten Staub-Leupold 1947). Diese Nomenklatur wurde übernommen und publiziert in Form der "Tektonischen Uebersichtstafel", p. 85, der Dissertation von H. WIDMER, 1949. Ferner führte R. TRÜMPY, 1944, weitere tektonische Bezeichnungen ein, welche unser Untersuchungsgebiet betreffen.

Die tektonische Nomenklatur findet sich fortentwickelt im Rahmen des Werkes von R. STAUB (1954) über den Bau der Glarneralpen, insbesondere in der darin enthaltenen Tabelle über die "Bauelemente der Glarneralpen und ihre Aequivalenz" (p. 182/183) und der beigegebenen tektonischen Karte.

Auf diesen Grundlagen wurde die nachstehende Uebersichtstabelle entworfen (Tab. 1). Die tektonischen Elemente sind darin in der Reihenfolge zusammengestellt, wie sie im Querprofil der Kistenpassregion von N nach S hintereinanderfolgen, resp. wie man sie, soweit es sich um überschobene Elemente handelt, von N nach S aufsteigend, übereinander gelagert findet. Bei dem relativ einfachen Bau der mesozoischen Anteile aus von S nach N übereinandergeschobenen, sich dachziegelig überlagernden Schuppen besteht kein Zweifel, dass wenigstens die mesozoischen Anteile dieses Schuppengebäudes bei einer Rekonstruktion des ursprünglichen Ablagerungsraumes in derselben Reihenfolge nach S zurückversetzt und aneinandergereiht werden müssen, wie sie in der Tabelle von N nach S aufeinanderfolgen. Mit Ausnahme der oben erwähnten, in der Tabelle nicht aufgeführten, völlig losgelösten und im Globigerinenschiefer schwimmenden Lamellen von Mesozoikum und basalem Alttertiär kommen innerhalb der tektonischen Hauptelemente des Schuppengebäudes offenkundig noch keine völligen Ueberholungen von Schuppen und damit Verstellungen von Faziesstreifen vor.

Tabelle I

H. WIDMER, 1949	E. WEBER 1947	R. TRÜMPY, 1944	R. STAUB, 1954	E. WEBER, 1947, G. STYGER, 1956
Titlisplatte (R. STAUB, 1954)	- Reiftnatt - Krummlaut - Brucklis - Alhornstaffel - Kinzen	Nord	- Tierfehd-Aufwölbung (zum Erstfelder-Massiv gehörend)	Tierfehd-Aufwölbung
Maderanermulde (R. STAUB, 1954)	- N-Fuss - Vord. Selbsant - Hint. Ueliplanggen - Brichenfad - Luegboden - Turmschuppe		- Todt-Scholle (Autochthon des nördl. Aarmassiv)	Geissberg-Schuppe Ueliplanggen-Schuppe Ob. Baumgarten-Schuppe
Windgallen	- Obersandanuklinale			Unt. Baumgartenalp-Schuppe
Kalkschyen	- Tertiäreinspizung der Uelialp - Geissberg-Schuppe - Ueliplanggen-Schuppe - Ob. Baumgarten-Schuppe - Torschuppe (Torkopf-Schuppe) - Nuzenbrinnen-Schuppe - Ob. Runkental-Schuppe		- Limmern-Schuppen (zur Sandalpstein gehörend)	Torkopf-Schuppe Vord. Chrut-Schuppe Runkental-Schuppe Hint. Chrut-Schuppe Hint. Nüscheneegg-Schuppe
Hoch Faulen-Schuppe (R. STAUB, 1954)	- Tertiäreinspizung - Fuss Goldig Horn - Goldig Horn-Schuppe - Liebfrauen-Schuppe - Gemisalpel		- Biferten-Selbsant-Scholle	Nüschene-Torkopf-Schuppen
Catscharaus	- Tertiäreinspizung - Vord. Nüscheneegg - Hint. Nüscheneegg, mittl. - Mörtal, oberhalb blaues Band			
Cambriates	- Limmern-Kuppel			
Klein Todt	- Vord. Selbsant-Schuppe - Scheibe			Mutseeplateau-Schuppe Muttenbach-Schuppe Unt. Kistenpass-Schuppen Ob. Kistenpass-Schuppe
P. Russen (Glarnertodt)	- Bifertenstock			Biferten-Elemente
Stockhorn	- P. Prisal			Kistenpass-Schuppen
P. Urtaun Stockhorn	- Bifertenstock - P. Prisal - Bifertenstock			Kistenstöckli-Schuppe
	- Subhelvetische Elemente - oder - Claridensystem			

Korrelationstabelle der tektonischen Gliederungen des autochthonen parautochthonen Sedimentmantels im Limmernquerschnitt.

C. Das Verhältnis der basalen, transgressiven Alttertiärbildungen zum Bau des mesozoischen Sedimentmantels

Hinsichtlich der tektonischen Gliederung der mesozoischen Hauptanteile des autochthonen und parautochthonen Schuppengebäudes geht der Verfasser mit den Resultaten der vorangehenden Untersuchungen durchaus einig und könnte von der bestehenden Nomenklatur direkt Gebrauch machen. Vorläufig müssen hier zum leichteren Verständnis der anschliessenden stratigraphischen Detailbeschreibungen des Alttertiärs noch einige Resultate vorgetragen werden, zu denen der Verfasser bezüglich des tektonischen Baus z. T. bereits des Kreideanteils, vor allem aber des tertiären Mantels von Autochthon und Parautochthon gelangt ist. Wie bereits skizziert, haben sich schon gewisse Teile der Kreide von ihrer stratigraphischen Unterlage mechanisch völlig abgelöst. Vor allem aber ist der tertiäre Mantel gegenüber dem Schuppengebäude der mesozoischen Kalke derart unabhängig, disharmonisch deformiert worden, dass hier eine spezielle tektonische Gliederung und Nomenklatur notwendig ist. In diesem Zusammenhange möchte ich nun auch für die in der Tabelle aufgeführten Hauptschuppen des normalen mesozoischen Mantels für die Zwecke dieser Arbeit lieber eine etwas andere Gruppierung und einige Benennungen verwenden, welche direkt den lokalen Verhältnissen des Kistenpass-Querprofiles entnommen sind; diese Nomenklatur ist in der letzten Kolonne der vorstehenden Tabelle mit der bereits bestehenden in Korrelation gesetzt worden.

Bezüglich der Tektonik des Tertiärmantels besteht ein ausgesprochener Gegensatz zwischen dem S-Teil des Kistenpassprofiles, wo wenigstens die basalen Teile des Alttertiärprofiles, die basalen Nummulitenbildungen, mit der mesozoischen Unterlage noch regelmässig im normalen Transgressionskontakt stehen und somit mit der Tektonik der mesozoischen Schuppen solidarisch gehen, und dem N-Teil des Profiles, wo dies überwiegend nicht mehr der Fall ist. Im Gegensatz zu den Darstellungen von Oberholzer - wo allein die Linse von Kreide und Nummulitenkalk im oberen Furbach als völlig losgelöster Keil innerhalb der Globigerinenschiefer gezeichnet worden ist - stehen die basalen Nummulitenbildungen in diesem N-Teil des Kistenpassprofiles allgemein, mit Ausnahme weniger Punkte, mit der mesozoischen Unterlage nicht mehr in normalem Kontakt, sondern schwimmen grösstenteils mechanisch losgelöst innerhalb der Globigerinenschiefer, z. T. noch begleitet von ebenfalls losgerissenen Teilen von Kreidekalken. Wie Oberholzer bereits dargestellt hat, lagern in der Umhüllung der mächtigen Mesozoikumschuppe der unteren Baumgartenalp den mesozoischen Kalken keine basalen Nummulitenbildungen auf, sondern direkt Globigerinenschiefer. Aber auch in den übrigen aufgeschlossenen mesozoischen Rückenteilen der normalen Schuppen im N-Teil des Kistenpassprofiles findet man - mit Ausnahme gewisser Rückenteile der Torkopf-Schuppe - keine basalen Nummulitenbildungen im normalen Transgressionskontakt mit der mesozoischen Unterlage, so wie dies von Oberholzer in der Karte und den Profilen dargestellt und auch in den Darstellungen zum Limmern-Gutachten noch gezeichnet worden ist. Sondern das basale Alttertiär ergibt sich hier überall als von der Unterlage tektonisch abgelöst, die Nummulitenkalke schwimmen z. T. völlig frei innerhalb der Globigerinenschiefer oder dann gemeinschaftlich mit ihrerseits von der Unterlage abgelösten Partien von Kreide, mit denen sie dann noch im ursprünglichen Transgressionskontakt stehen können.

Diese tektonischen Linsen werden im nachfolgenden Text, zum Unterschied von den grösseren "Schuppen" des mesozoischen Sedimentmantels und den "Schollen" des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes, als "Lamellen" bezeichnet.

Im Hinblick auf diese Gegensätze zwischen der S-Region und der N-Region des Kistenpassprofiles möchte ich innerhalb des mesozoischen Schuppengebäudes die nachstehende Gruppierung vornehmen:

- a) Die erstgenannte südliche Region, wo das basale Alttertiär durchwegs noch mit seiner mesozoischen Unterlage im Kontakt steht, möchte ich zusammenfassend kurz als diejenige der **Bifertenelemente** bezeichnen (= Biferten-Selbsanft-Scholle von R. STAUB, 1954), worunter von S nach N subsummiert wären:
 1. Die **Kistenstöckli-Schuppe** (= westliche Fortsetzung der **Cavorgia-Schuppe** von R. TRÜMPY, 1945, (p. 405-408)). Die N-Grenze dieser Schuppe gegen die nördlich vorgelagerte wird nach Trümpy durch die knieförmige Falte in der W-Flanke des P.d'Artgas bezeichnet.
 2. Die **Kistenpass-Schuppen**. Zu der von Trümpy erwähnten frontalen Umbiegung der **Cavirolas-Schuppe** im Kar von Cavirolas bildet offenbar die Schuppungsfläche die westliche Fortsetzung, an welcher die Kreideserie des Felswändchens der eigentlichen Kistenpasshöhe, P. 2729, 5, die ihrerseits das basale Tertiär des Kistenbandes trägt, beträchtlich nordwärts über eine tieferliegende Tertiärschuppe über-

schoben ist, wie dies schon Oberholzer in Karte und Profil 14, Taf. 5, verzeichnet. Diese tiefere Kreide-Tertiär-Serie ist aber, wie das zitierte Profil ebenfalls schon zeigt, ihrerseits etwas weiter nördlich im Gebiet von "Latten" (Gletscherkopf) nach N hin an einer weitem, nicht unbedeutenden Scherfläche aufgeschoben auf das Tertiär des Mutseeplateaus; welche Aufschiebung am S-Ende meines Profils Nr. 2, Taf. I gerade noch sichtbar ist. Diese zweite, nördlichere Schuppungsfläche liegt bereits zu tief, als dass sie in den östlich benachbarten Gletscherkaren Cavirolas, Fluaz und Mer noch zum Vorschein kommen könnte. Im Kistenpassprofil erscheint es natürlicher, die beiden hier genannten Schuppen zu einer höheren Einheit zusammenzufassen und von einer "Oberen" und einer "Unteren Kistenpass-Schuppe" zu sprechen. Gegen E erscheinen diese beiden Elemente in Form der Cavirolas-Aufschiebung und der Kreide-Umbiegung von Jetzloch.

3. Die Mutseeplateau-Schuppe. Diese erscheint am Mutenwändli mit einer stirnartigen Umbiegung über die tieferen, nördlich unterlagernden Schuppen von Nüschon beträchtlich hinausgeschoben. Das Mutseeplateau ist in sich nochmals unterteilt durch die schon in den Darstellungen von Oberholzer deutlich verzeichnete Aufschiebungsfläche, an welcher der Ausfluss des Mutsees im Höhlenkanal des Mutenloches verschwindet; die Mutseeplateau-Schuppe zerfällt dadurch noch in zwei Teilschuppen, von denen die südlichere Mutenbach-Schuppe, die nördlichere Mutenwändli-Schuppe genannt werden kann.
- b) Die zunächst N unter der letzteren sich anschliessenden Gruppe von Schuppen kann als Nüschon-Torkopf-Schuppen zusammengefasst werden. Die Tertiäreinspitzung, welche das Mutenwändli von der unterliegenden Schuppe der Hinteren Nüschon trennt, erscheint als die wichtigere gegenüber dem, zwar tiefer ins Gebirge hinunterstechenden Tertiärkeil zwischen Vorderem Nüschon und der Torkopf-Schuppe. In der erstgenannten Mulde von Globigerinenschiefer setzen jedenfalls zum ersten Mal gegen N die völlig von der Unterlage losgelösten Lamellen von Nummulitenkalken ein, während unmittelbar S davon in der Stirn umbiegung des Mutenwändli die Nummuliten-Bildungen mit ihrer Kreideunterlage noch im normalen Transgressionskontakt stehen. Neben diesen losgelösten Lamellen von Nummulitenkalk finden sich aber allerdings auch im Gebiet der Nüschon-Torkopf-Schuppen immer noch gewisse Abschnitte, wo die basalen Nummulitenkalke mit der Kreideunterlage ebenfalls noch in normalem stratigraphischen Kontakt stehen.
- c) Die unter der am weitesten nach N vorgestossenen Mesozoikumplatte der Torkopf-Schuppe wieder mit ihren Stirnen etwas zurückbleibenden Elemente Ober-Baumgarten-Schuppe, Üeliplanggen-Schuppe, Geissberg-Schuppe, bis hinunter zur tiefsten Globigerinenschieferinspitzung der Üelialp, bilden wiederum eine Gruppe für sich. Hier findet man nirgends mehr basales Alttertiär mit der mesozoischen Unterlage in normalem Transgressionskontakt, sondern die Keile der normalen Schuppen des mesozoischen Mantels sind nordwärts direkt von Globigerinenschiefer umhüllt, in denen völlig losgelöste Lamellen von Nummulitenkalk schwimmen. Dieselben Verhältnisse findet man dann anschliessend auch in der ganzen Umhüllung der mächtigen Schuppe der unteren Baumgartenalp, wo die Globigerinenmergel in unmittelbarem Kontakt mit Oehrikalk stehen.
- d) Im nördlich anschliessenden Gebiet der nur noch von weniger bedeutenden Schuppungsflächen zerschnittenen autochthonen Tierfehd-Kuppel treten basale Nummulitenbildungen scheinbar wieder mit der mesozoischen Unterlage in direktem Kontakt auf. Es kann aber gezeigt werden, dass sie davon tektonisch auch hier getrennt sind. Insbesondere ist hier die mächtige, völlig inmitten der Globigerinenschiefer-Mulde zwischen der Torkopf-Schuppe und der Tierfehdkuppel schwimmende Kreide- und Nummulitenkalklamelle des Furbachtobels zu beachten, die von einer mesozoischen Unterlage begleitet ist, wie dies schon Oberholzer dargestellt hat. Der von Oberholzer angegebene Nummulitenkalk am Tritt, den er als normales basales Tertiär der Tierfehdkuppel aufgefasst hat, gehört ebenfalls noch zu dieser "Furbachlamelle". Auch für den nördlichsten Aufschluss von basalen Nummulitenbildungen an der rechten Seite des Linthtales, den bekannten Aufschluss des Eggli, ist die direkte Zugehörigkeit zur mesozoischen Unterlage der Tierfehdkuppel, wie sich ergeben wird, problematisch.

Aus diesen einleitenden Bemerkungen zur Tektonik geht hervor, dass zwar einerseits die vorhandenen Untersuchungen, die Darstellungen Oberholzers zusammen mit den zur Hauptsache unpubliziert gebliebenen Detailstudien von E. Weber, bezüglich der tektonischen Aufgliederung des mesozoischen Kalkmantels in die normalen Schuppen eine willkommene Ausgangsbasis für das Studium des tertiären Mantels ergeben haben. Hinsichtlich des tektonischen

Verhaltens der basalen Bildungen des Alttertiärs ergaben sich aber bald Neuigkeiten. Das allerdings bereits von Oberholzer konstatierte Phänomen, dass Lamellen von basalem Alttertiär von der ursprünglichen Unterlage abgerissen mitten in den Globigerinenmergeln schwimmen, ergibt sich für den N-Teil des Parautochthonen und Autochthonen von viel allgemeinerer Bedeutung: alle dortigen Vorkommen von Nummulitenkalken sind von diesem Typus und stehen mit der normalen mesozoischen Unterlage nicht in direkter Verbindung, sondern höchstens mit Kreidekalken, die ihrerseits ebenfalls völlig von der Unterlage getrennt sind.

D. Einfluss der tektonischen Verhältnisse auf die Behandlung der stratigraphischen Fragen des basalen Alttertiärs

Eine Zusammenfassung der tektonischen Verhältnisse musste dem stratigraphischen Hauptabschnitt hauptsächlich deshalb vorausgeschickt werden, weil sich daraus für die Anordnung und den Gedankengang des letzteren die folgenden Konsequenzen ergeben:

Für die vollständig abgerissenen Lamellen von Kreide und basalem Alttertiär ist die Einordnung im ursprünglichen Ablagerungsraum nicht mehr so ohne weiteres gegeben, wie es für die normalen Hauptschuppen des autochthon-parautochthonen Sedimentmantels der Fall war. Es ist deutlich, dass hier komplizierte tektonische Verhältnisse vorliegen: solche Lamellen von Kreide und basalem Tertiär vom Typus der "Furbachlamelle" mussten zunächst einmal in einer ersten tektonischen Phase von ihrer ursprünglichen stratigraphischen Unterlage völlig abgerissen sein, bevor sie in ihre heutige, z. T. vollständig überdrehte Stellung unter das bedeutende tektonische Element der Torkopf-Schuppe hineingelangen konnten. Es handelt sich hier offenkundig um einen mehrphasigen tektonischen Vorgang, um eine Einwicklung der bereits losgerissenen Lamellen unter die Torkopf-Schuppe; eine Einwicklung, die sich ja nach den Profilen von Oberholzer auch im höheren tektonischen Stockwerk des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes immer noch bemerkbar macht.

Bei dieser Situation stellt sich nun die Frage, um welche Beträge die völlig losgelösten Partien von mesozoischen Schichten und basalem Alttertiär von ihrer ursprünglichen Unterlage nach N hin verschleppt worden sind, welchen Partien der mesozoischen Unterlage sie ursprünglich aufgelegt haben, d. h. zu welchen tektonischen Elementen der oben aufgestellten Tabelle der mesozoischen Hauptschuppen des autochthonen und parautochthonen Sedimentmantels sie ursprünglich gehört haben. Wenn Schuppenteile so vollständig von ihrer Unterlage abgetrennt worden sind, so haben hier offenbar auch Schuppenüberholungen und damit Verstaltungen von Fazieszonen stattfinden können, wodurch die Rekonstruktion der ursprünglichen Fazies-Hintereinanderfolge schon für die Vorkommen des basalen Alttertiärs nicht mehr so einfach ist, wie für die mesozoischen Anteile der Hauptschuppen, sondern zu einem Problem wird, das z. T. gerade auf Grund der Faziesverwandtschaften gelöst werden muss, wo die tektonisch-geometrischen Zusammenhänge so vollständig zerrissen sind.

Dieses Problem stellt sich offenbar dann in noch grösserem Masstab für den Sandstein-Dachschiefer-Komplex, welcher sich infolge der tektonischen Isolierung durch die Globigerinenschiefer von seiner ursprünglichen stratigraphischen Unterlage noch vollständiger abgelöst hat. Wie aus der Einleitung hervorging, ist die Frage des Ausmasses dieser tektonischen Ablösung des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes von ihrer ursprünglichen Unterlage, die Frage der Hintereinanderfolge der Hauptschuppen innerhalb derselben, im Prinzip von Oberholzer bereits ausdrücklich gestellt worden und die Untersuchung dieses Problems bildet den Hauptinhalt der vorliegenden Arbeit. Ursprünglich war meine Absicht, mich überhaupt nur auf die Behandlung dieses einen Problems zu beschränken. Ich wurde bei der Untersuchung desselben aber mittelbar auf die Frage geführt, inwiefern bereits die unterlagernden, stratigraphischen tieferen Teile des Alttertiärs von ihrer mesozoischen Unterlage abgelöst sein könnten, wie dies für die schon bekannte Furbachlamelle ja offenkundig der Fall war. Erst auf diesem Wege bin ich dazu gelangt, auch Tektonik und Stratigraphie der basalen Transgressionsbildungen des Alttertiärs in den Bereich der Untersuchungen einzubeziehen. Ich möchte an dieser Stelle auch noch ausdrücklich bemerken, dass ich die Stratigraphie der basalen Alttertiärbildungen, - samt der Palaeontologie der Mikrofaunen, vor allem der Nummuliten, auf welche sie sich hauptsächlich stützen muss, - nur soweit in Bearbeitung genommen habe, als dies für das Problem von Stratigraphie und Tektonik des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes notwendig war.

Was nun zunächst die Stratigraphie, Tektonik und Faziesabfolge der basalen, transgressiven Alttertiärbildungen des Untersuchungsgebietes betrifft, so war es notwendig, eine grosse Anzahl von stratigraphischen Detailprofilen durch die Tertiärbasis möglichst genau aufzunehmen und auch in ihrer Nummulitenfauna wenigstens soweit zu untersuchen,

als sich dies für eine stratigraphische Korrelation innerhalb des Kistenpassprofils und für die Vergleiche mit ausserhalb gelegenen, gut beschriebenen helvetischen Alttertiärprofilen notwendig ergab.

Bei der Schilderung der Detailprofile des basalen Alttertiärs im nachfolgenden Kapitel I des stratigraphischen Teiles wird es zweckmässig sein, von denjenigen Profilen im S, d.h. im Bereich der Bifertenelemente auszugehen, welche mit der mesozoischen Unterlage noch im normalen Transgressionskontakt stehen, und dabei das schöne südlichste Profil, das bereits von ARN. HEIM, 1908, (p. 15/18) ein erstes Mal sorgfältig aufgenommene Profil des Kistenstöckli, als Standardprofil an den Anfang zu stellen. Von diesem Punkte gegen N entlang der Kistenpassroute fortschreitend werden danach zuerst die weiteren Profile im Bereiche der Bifertenelemente und der Nüschen-Torkopf-Schuppen geschildert, wo das basale Alttertiär noch mit der mesozoischen Unterlage in normalem Verband steht und wo bezüglich der Hintereinanderfolge der Profile im ursprünglichen Ablagerungsraum noch kein Zweifel besteht.

Es folgen danach die Detailprofile der verschiedenen Nummulitenkalkklinsen, welche frei innerhalb der grossen Globigerinenschiefermulde unter der Torkopf-Schuppe schwimmen und zwar absteigend in der Reihenfolge der mesozoischen Hauptschuppen und der zwischenliegenden Teilmulden von Globigerinenschiefen, in deren Bereich diese losgelösten Lamellen gelegen sind, ohne dass ihre Zugehörigkeit zu einer dieser Schuppen a priori feststeht. Es schliesst sich die Beschreibung der Alttertiärvorkommen in der Umgebung der Schuppe von Unter-Baumgartenalp an und diejenige der unter diese Schuppe hineinzielenden losgelösten Lamelle von Kreide und Nummulitenkalk im Furbach. Den Abschluss machen die Vorkommen von basalem Alttertiär unmittelbar über dem nördlichen Abfall des Mesozoikums der Tiefehdkuppel.

Die Reihenfolge der Beschreibung der besten Aufschlüsse von basalem Alttertiär folgt also völlig der oben gegebenen Tabelle der mesozoischen Hauptschuppen von S nach N, wobei es für die nördlichen Vorkommen noch offen und erst später zu diskutieren bleibt, in welcher Weise sie ursprünglich hintereinanderfolgten und wie sie an die Reihe der südlicheren Profile anzuschliessen sind, deren Reihenfolge geometrisch festgelegt ist.

Das Kistenpassprofil ist in der E-Schweiz der einzige Querschnitt, in welchem die Faziesentwicklung des Alttertiärs im Autochthonen und Parautochthonen derart im Zusammenhang studiert werden kann. Die östlicher gelegenen Einschnitte, das obere Einzugsgebiet des Durnagelbachs und der Querschnitt vom obersten Sernftal über den Panixerpass gewähren wenigstens für die basalen Nummulitenbildungen nur noch einzelne Aufschlüsse. Hievon hat der Verfasser diejenigen im Hinter-Sulz noch speziell untersucht und nachstehend im Anschluss an diejenigen des Kistenpassprofils besprochen. Die Untersuchung der Nummulitenkalkprofile an der Panixeroute blieben meinem Gebietsnachbar R. Wegmann überlassen (siehe dessen Dissertation, 1961).

Ich betrachte im Folgenden die über Stratigraphie und Faciesabwicklung der Nummulitenbildungen des Kistenpassgebietes referierten Ergebnisse nur als einen Anfang. Weitergehende Schlussfolgerungen müssten auf eigenen beobachteten Vergleichstudien an den übrigen mitteleocänen Alttertiärprofilen und Nummulitenfaunen der helvetischen Alpen abstellen können; dies hätte mich aber zu weit geführt, sodass ich mich bezüglich Vergleichen weitgehend auf die Literatur gestützt habe.

Die inkompetente Natur der Globigerinenschiefer und die weitgehende Abschiebung der Taveyannazsandsteine von denselben bringt es mit sich, dass nirgends Profile von Kreide über basale Transgressionsbildungen und über die Globigerinenschiefer hinauf bis zum Sandstein-Dachschiefer-Komplex vorhanden sind, von denen man annehmen dürfte, dass sie tektonisch ungestört sind und ein stratigraphisches Normalprofil durch das ganze vertretene Alttertiär darstellen. Das vollständigste Profil ist dasjenige des Kistenstöckli, wo man annehmen kann, dass wenigstens das Profil von der Oberkreide über die Nummulitenbildungen und die Globigerinenschiefer bis hinauf zu den ersten Sandsteinbildungen, welche offenkundig mit den letzteren noch stratigraphisch verbunden sind, normal und vollständig ist. Dagegen sind die Profile der Globigerinenschiefer und diejenigen zwischen diesen Schiefen und den hangenden Taveyannazsandsteinen an den meisten Stellen als gestört und unvollständig anzusehen. Nur an wenigen Stellen sind von den Globigerinenschiefen über Uebergangsschichten mit Wechsellagerung zu den Taveyannazsandsteinen hinüberführende Profile vorhanden, welche man als einigermaßen ungestörte Vertreter dieser stratigraphischen Grenzregion ansehen darf.

Vielleicht wird es mit Hilfe der sich rasch entwickelnden Mikrostratigraphie der pelagischen Globigeriniden einmal möglich sein, eine innere Stratigraphie der Globigerinenschiefer aufzustellen im Anschluss an die bisher einzige Untersuchung im helvetischen Gebiet, diejenige der Stadschiefer an der Originallokalität Alpnachstad durch H. BOLLI (1951).

E. Die Tektonik des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes des jüngeren Alttertiärs

Da der Sandstein-Dachschiefer-Komplex tektonisch von der Unterlage sehr weitgehend getrennt und abgeschoben ist, so kann nicht nur die Tektonik, sondern auch die Stratigraphie dieses höheren Alttertiärs sehr weitgehend unabhängig und in einem gesonderten Kapitel (IV.) besprochen werden.

Was zunächst die Tektonik des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes betrifft, so muss hier über die diesbezüglichen Resultate das Folgende bereits vorausgeschickt werden.

Wie in der Einleitung ausgeführt, hat sich Oberholzer das Problem gestellt, welche allgemeine tektonische Lagerung dem Sandstein-Dachschiefer-Komplex zugeschrieben werden soll. Der Verfasser ist dabei zu der Auffassung gelangt, dass die Elemente des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes tatsächlich, im Sinne der von Oberholzer bereits in Betracht gezogenen Erklärung, als Ganzes weitgehend von ihrer Unterlage abgeschoben und danach in mehreren Schuppen beträchtlichen Ausmasses im N übereinandergetürmt worden sind, sodass man es nicht mit einer stratigraphischen Serie des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes, sondern mit mehreren übereinanderlagernden Serien zu tun hat. In den Profilen 10 - 14, Taf. 4 & 5 des Atlases von Oberholzer, wo mehrere Schuppen von Taveyannazsandstein, getrennt durch Zwischenlagerungen von Globigerinenschiefern, übereinandergelagert gezeichnet sind, ist ein solcher Schuppenbau des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes wenigstens dem Stil nach bereits dargestellt worden. Die Uebereinanderlagerung dieser Taveyannazkomplexe mit Zwischenlagerung von Globigerinenschiefer ist, wie dies Oberholzer wenigstens als eine Hypothese bereits ins Auge gefasst hat, nach den Resultaten des Verfassers durchaus eine tektonische.

Der stratigraphische Zusammenhang der Taveyannazgruppe mit der ursprünglichen Unterlage von Globigerinenschiefer wird vermittelt durch eine wenig mächtige Serie von Uebergangsschichten. Diese sind in einigen Profilen der Taveyannazschollen gerade noch mit dem Taveyannazsandstein in Zusammenhang und einem einigermaßen ungestörten stratigraphischen Verband geblieben; die Hauptverschiebungsflächen liegen offenbar meistens innerhalb der Globigerinenschiefer. Auch die Stratigraphie der Grenzschichten kann deshalb zusammen mit der ganzen Schichtreihe des NHF im stratigraphischen Teil des Kapitels IV behandelt werden.

Die gegenüber der Unterlage völlig disharmonisch sich verhaltende Innentektonik des NHF ist sehr komplex. Es handelt sich keinesfalls um eine einfache aufrechte, nur von starker Kleinfaltung betroffene Schichtreihe, wie dies bisher wenigstens für die westlichen Nachbargebiete im Prinzip angenommen worden ist. Schon Oberholzer hat im Untersuchungsgebiet grössere Verfaltungen festgestellt und daran weittragende Vermutungen geknüpft. Im Grossen können zwei Abschnitte des NHF unterschieden werden:

1. Ein südlicher Abschnitt, in welchem Taveyannazsandstein als ältestes Schichtglied der NHF Schichtreihe dominiert;
2. Ein nördlicher Abschnitt, in welchem Taveyannazsandstein nur noch eine untergeordnete Rolle spielt, während die jüngeren Schichtglieder der NHF-Schichtreihe, Altdorfersandstein mit mächtigen Dachschieferzonen, vorherrschen.

Im südlichen Abschnitt lagert die stratigraphische Serie der Taveyannazgruppe in mehreren, in sich selbst wiederum kompliziert verfallenen "Schollen" tektonisch übereinander. Es sind vor allem vier Schollen zu trennen:

4. Leiterbergsholle
3. Vorstegstocksholle
2. Hausstocksholle
1. Mutenstockshollen

Die erstgenannten drei Taveyannazschollen liegen auf einer Unterlage von Globigerinenschiefern, sind aber relativ zu derselben teilweise stark gegen N abgeschoben. Gegenüber der ursprünglichen mesozoischen Unterlage des autochthon-parautochthonen Kalkmantels sind die Taveyannazschollen um beträchtliche Beträge gegen N bewegt. Dies zeigen schon die ebenfalls aus südlicheren Fazieszonen abgerissenen Lamellen von Nummulitenbildungen an, welche innerhalb der zwischengelagerten Globigerinenschiefer schwimmen. Im südlichsten Abschnitt der Taveyannazschollen sind ausser dem Taveyannazsandstein nur unbedeutende Anteile von jüngeren Sandsteinen

und Dachschiefen am Aufbau des Stockwerkes des NHF beteiligt. Die grosse Masse der Altdorfersandsteine mit mächtigeren Dachschieferbändern des sog. "autochthonen" Glarner Flysches setzt erst im N-Abschnitt ein. Sie wird in stratigraphisch ziemlich ungestörtem Verband getragen durch die Taveyannazsandsteinserie der Vorstegstockscholle. Oberhalb dieser und in der Unterlage der Leiterbergscholle greifen solche jüngere Sandsteine in einer dünnen, aber tektonisch wichtigen Trennungszone ziemlich weit gegen S in das Gebäude der Taveyannazschollen hinein; umgekehrt erscheinen die nördlichsten Spitzen der Taveyannazmassen der Leiterbergscholle über dieser Trennung ziemlich weit nach N über die jüngeren Komplexe in den N-Abschnitt des NHF vorgeschoben.

F. Der eingewickelte Flysch (südhelvetischer Blattengratflysch und ultrahelvetischer Sardona-flysch)

Wie schon aus den Oberholzer'schen Karten und Profilen hervorgeht und inzwischen durch meine Gebietsnachbarn W. Bisig und R. Wegmann im einzelnen gezeigt worden ist, verengt sich im oberen Sernftal der zwischen der Oberfläche des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes und der Unterfläche der Verrukano-Decke für Einschaltungen dieser eingewickelten Flyscharten noch zur Verfügung stehende Raum gegen Westen zu sehr rasch. Vorkommen von Sardona-flysch gehen nicht über den Meridian des Panixerpasses gegen W. Erst auf der Westseite des Linthtales unter dem Rotstock scheinen Sardona-flysch und ähnliche Gesteine erneut aufzutreten. Vergl. J. OBERHOLZER, 1933, (p. 455)*). Es sind deshalb im Untersuchungsgebiet einzig noch geringmächtige Einschaltungen von Blattengratflysch zu erwarten, wie sie Bisig bis an den Richetlipass gegen W verfolgt hat. Was Oberholzer im Untersuchungsgebiet zum Teil noch als Reste von Wildflysch unter der Verrukanoüberschiebung resp. dem Lochseitenkalk angegeben hat, ergibt sich zum Teil als stark tektonisierte Gesteine des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes, zum Teil noch als solche letzte Reste von Blattengratflysch. Grössere, gut abtrennbare Pakete von Blattengratflysch, zum Beispiel oberhalb Bodmen im mittleren Durnachtal, zeigen die normalen Nummulitenkalke vom Einsiedlertypus. Einen interessanten Beitrag der Zusammensetzung des Blattengratflysches ergab die Untersuchung der Nummulitenkalke, welche als Linsen in den von Oberholzer als Wildflysch angegebenen, sehr gequälten Schiefen unmittelbar unter den Lochseitenkalkklippen des Vorstegstockes und Scheidstöckli auftreten. Diese Kalke stammen aus der Fazieszone der Gallensiskalke.

Die Schiefer des Blattengratflysches mit den enthaltenen Nummulitenkalken sind mit den unterliegenden Gesteinen des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes verfaltet, was die Ausscheidung derselben, besonders angesichts der allgemeinen Tektonisierung der Gesteine in unmittelbarer Nähe der Verrukanoüberschiebung sehr erschwert.

*) Wie die jüngsten Untersuchungen von F. FREY (mündliche Mitteilung) ergeben haben, scheint es auf alle Fälle sicher zu stehen, dass die in Serien siltiger Mergelschiefer vorkommenden hellen Quarzite und Kristallinbrekzien im Gebiet des Hergensattels deutliche lithologische Anklänge an Gesteine des Sardona-Flysches zeigen.

III. Lagerung und Stratigraphie des tieferen Eocäns (Nummulitenbildungen)

A. Allgemeine Neuerungen in der Stratigraphie des alpinen Tertiärs seit 1912

Mitteloocän (Lutétien)

Oberholzer hat sich mit den speziellen Fragen der Stratigraphie der Nummulitenbildungen, insbesondere der Zonierung derselben mittels der Nummulitenfaunen, nicht näher beschäftigt und sich in dieser Hinsicht 1933 noch immer auf die letzte vorangehende zusammenfassende Darstellung, auf die Monographie von Boussac, gestützt. Nun sind aber auf dem Gebiete der nummulitenstratigraphischen Zonierung des Alttertiärs inzwischen Fortschritte erzielt worden, welche ich hier kurz referieren muss, damit ich die Resultate des nachfolgenden Abschnittes darauf abstützen kann.

Während 20 Jahren beruhte die Alttertiärstratigraphie der helvetischen Alpen allgemein auf der von Boussac geschaffenen Grundlage. Die mit H. Douvillé's Arbeiten in der Aquitaine seit 1919 eingetretenen Veränderungen in der nummulitenstratigraphischen Einteilung des Alttertiärs begannen sich für unsere alpine Tertiärstratigraphie erst mit den kurzen Mitteilungen von W. LEUPOLD (1933, 1937, 1938 und 1942) auszuwirken. Das ausführliche Manuskript der nicht publizierten "Schlääflipreis"-Arbeit 1939, in welcher Leupold seine Umdeutung der schweizerischen Profile auf Grund von Vergleichen mit den neueren Auffassungen der klassischen ausseralpinen Alttertiärprofile näher begründet hat, habe ich einsehen können. Da sich die genannten Veröffentlichungen mehr mit den stratigraphischen Problemen der südhelvetischen Faciesregionen - vor allem des Untereocäns der Einsiedler-Facies - befassen, so müssen sich meine Ableitungen in manchen Punkten auf die unveröffentlichten Resultate abstützen, zu welchen Prof. W. Leupold in jenem Manuskript auch bezüglich des Mitteloocäns im nördlichen Helvetikum gelangt ist. J. SCHUMACHER setzte die unter der Leitung von Prof. W. Leupold begonnenen Studien über die mikropalaeontologische Stratigraphie des nordhelvetischen Tertiärs fort und veröffentlichte 1948 in einer vorläufigen Mitteilung seine Resultate. Er hat für die einzelnen Niveaus des helvetischen Lutétien eine vollständige Nomenklatur vorgeschlagen, worin er die älteren Bezeichnungen, wie diejenigen der Profile von Arn. Heim, auf eine neue nummulitenstratigraphische Grundlage gestellt hat. W. Leupold ist auf Grund der Nummulitenverteilung in den klassischen ausseralpinen Lutétienprofilen zur Unterteilung des Lutétien in Nummulitenzonen gelangt, welche sich vor allem auf die kontinuierliche Entwicklung der Formen im Phylum von *Nummulites perforatus* Montfort stützt. Die in diesem Phylum aufeinanderfolgenden "Mutationen" liefern Ersatzleitfossilien für die im alpinen Bereiche seltenen Vertreter des *Laevigatus*phylums. Die studierten ausseralpinen klassischen Alttertiärprofile haben Leupold die Möglichkeit geliefert, die Sukzession der "Perforationsmutationen" mit derjenigen des *Laevigatus*phylums, vor allem mit der vertikalen Verbreitung des echten *Num. laevigatus* (Bruguère), welcher die Verbindung mit dem Lutétien des Pariser Beckens herstellt, in Korrelation zu bringen. Auf Grund dieser Studien ist Leupold zu der auf p. 32 tabellarisch dargestellten Zonierung des alpinen Lutétien gekommen.

Im untersten Teil dominiert *Assilina spira*; etwas höher wird sie zunächst begleitet, dann ersetzt durch *Ass. exponens*.

Auf eine ausführliche Begründung dieser Zonierung des Lutétien, wie sie von Leupold eingeführt worden ist, können wir hier nicht eintreten. Nur der mittlere Teil der Mitteloocänprofile der ausserhalb des Pariser Beckens gelegenen Fundorte enthält stellenweise *N. laevigatus*. Nur dieser Teil ist nach Leupold mit dem, diesen Leitnummuliten enthaltenden unteren Teil des marinen Grobkalks des Pariser Beckens zu korrelieren, das basale Lutétien mit den Unteren Brackleshambeds des Hampshire-Beckens. Die oberen Zonen der nachstehenden Nummuliteneinteilung des Mitteloocäns dürften dem limnischen Anteil des Pariser Lutétien entsprechen, doch hat man hier keine Korrelationsmöglichkeit mehr. Leupold hat deshalb gezögert, die unterschiedenen Zonen direkt als Zonen des "Lutétien" zu bezeichnen und lieber nur von Zonen des "Mitteloocäns" gesprochen. J. Schumacher dagegen verwendete für die Gesamtheit dieser Nummulitenzonen ohne weiteres die Bezeichnung "Lutétien". Auch in dem nachstehenden Kapitel wird der Einfachheit halber an Stelle einer allgemeineren Bezeichnung "Mitteloocän" die Stufenbezeichnung Lutétien verwendet. Dabei bleiben die feineren, nur auf breiterer Basis zu lösenden Probleme der exakten Korrelation mit dem Lutétien des Pariser Beckens vorbehalten.

Oberstes Lutétien	Charakterisiert durch das Vorkommen von <i>N. brongniarti</i> , d'Arch. allein, d.h. ohne <i>N. perforatus</i> Typus	begleitet von <i>N. contortus</i> - <i>striatus</i>
Oberes Lutétien	<i>N. perforatus</i> Montfort, Typus (Klausenburg, La Mortola etc.)	zunächst noch zusammen mit <i>N. brongniarti</i> d'Arch. <i>N. puschi</i> d'Arch. und <i>N. contortus-striatus</i>
	<i>N. aturicus</i> , als Praemutation von <i>N. perforatus</i> , Typus	dominiert im untersten Teil des Ob.Lut., begleitet von <i>N. millecaput</i> var. <i>tenuissima</i> Arn. Heim
Mittleres Lutétien	<i>N. "sismondai"</i> , d'Arch. Typus von San Giovanni Ilarione (Ciupio)	In gewissen Profilen zusammen gefunden mit <i>N. laevigatus</i> (Brugière) Typus <i>N. millecaput</i> Typus
Unteres Lutétien	<i>N. uroniensis</i> im Sinne von Arn.Heim Typus von Sisikon	
Basales Lutétien	<i>N. gallensis</i> Arn.Heim	zusammen mit einer weitspiraligen Praemutation von <i>N. laevigatus</i> , welche von W. Leupold schon 1937 mit den analogen Formen von St.Bar- thélemy, der Aquitaine u. Bracklesham ver- glichen und später mit dem für diese Formen dis- poniblen Namen <i>N. britannicus</i> Hantken u. Madarasz = <i>N. laevigatus</i> (Brug.) var. <i>laxispira</i> de la Harpe bezeichnet worden ist. In dieser Schichthöhe auch <i>N. distans</i> , Typus.

J. Schumacher unterscheidet für die helvetischen Vorkommen allein zwischen "Oberem", "Unterm" und "Basalem Lutétien". Schon H. DOUVILLÉ (1919) und ABRARD (1927) haben *N. uroniensis* Arn.Heim als eine Leitform des unteren Lutétien aufgefasst, und es darf als feststehend angenommen werden, dass die "Uronien-siskalke und -Grünsande" der Zentralschweiz das "Untere Lutétien" vertreten. In den ausseralpinen Gebieten muss aber noch eine Abteilung des "Mittleren Lutétien" unterschieden werden; gerade diese würde ja am ehesten dem marinen Anteil des Pariser Grobkalks zeitlich wirklich entsprechen. Dieser Abteilung gehört z.B. sowohl nach seiner Molluskenfauna, wie nach dem Auftreten von *N. laevigatus* z.B. der bekannte Fundort San Giovanni Ilarione an, insbesondere die Fundstelle Ciupio, woher die Nummulitenformen stammen, welche DE LA HARPE (1883, 1926) mit *N. "sismondai"* von d'Archiac identifiziert hat. Während betreff der Herkunft des Typus für die letztere Bezeichnung Unsicherheit besteht, so sind die Formen, welche de la Harpe für Ciupio als *N. "sismondai"* aufgefasst hat, sehr charakteristisch. Nun sind gewisse Formen meines Untersuchungsgebietes direkt mit solchen Formen von Ciupio vergleichbar. Andererseits kommt noch eine weitere Form hier häufig vor, welche weder mit diesem *N. "sismondai"*, noch auch mit dem Typus des *N. uroniensis* Arn. Heim von Sisikon gleichgesetzt werden kann, aber offenbar bisher mit dem letzteren offenbar vielfach verwechselt und gleichgesetzt worden ist, so schon von DE LA HARPE (1883, 1926 DE LA HARPE - ROZLOZNIK), dann von Arn. Heim bei der Aufstellung seines *N. uroniensis* und schliesslich offenbar auch von Schumacher. Unter dem Material von F.J. Kaufmann, das de la Harpe bei der Begründung seines *N. sismondai* var. *uranensis* zur Verfügung gestanden hat, befanden sich sowohl Exemplare vom Vitznauerstock wie von Sisikon. Nun sind aber die ersteren Exemplare, wie ich mich an Hand von Originalmaterial aus der Sammlung Kaufmann's überzeugen konnte, nicht identisch mit den Exemplaren von Sisikon, auf jeden Fall nicht mit jenen Exemplaren des letzteren Fundortes, welche Arn. Heim bei seiner Begründung von *N. uroniensis* im Auge gehabt, beschrieben und abgebildet hat. Gegenüber diesen Exemplaren ist die Form vom Vitznauerstock deutlich unterschieden. Es handelt sich sehr wahrscheinlich um eine direkte Weiterentwicklung von *N. uroniensis*, Typus Sisikon, die sich durch engere Spirale, früheres Eintreten längerer Kammern, auszeichnet.

Die endgültige Bereinigung der systematischen und nomenklatorischen Fragen im Bereiche der Formenkreise von *N. uroniensis* im Sinne von Arn. Heim und von *N. sismondai* im Sinne von de la Harpe ist offenkundig noch mit beträchtlichen Schwierigkeiten verknüpft. Es sei zu diesem Punkte hier nur noch unterstrichen, dass nur die Formen von *Sisikon* als Typus von *N. uroniensis* im Sinne von Arn. Heim gelten können. *N. uroniensis* var. *pilatana* Arn. Heim ist, wie W. Leupold konstatiert hat und in J. SCHUMACHER 1948, (p.82), festgestellt wird, mit *N. perforatus* Montfort, Typus Klausenburg und La Mortola, identisch; z.T. auch mit den selteneren *N. aturicus*, welche am Pilatus ebenfalls zusammen mit dem letzten vorkommen. Diese Formen müssen also bei der Interpretation von *N. uroniensis* Arn. Heim und der Verwendung dieser Form als stratigraphische Leitform von vornherein ausgeschaltet bleiben. Die Diskrepanz, dass ALB. F. DE LAPPARENT (1938) ausgerechnet in seinem *Bartonien inférieur* = "Zone auversienne" als letzten der grossen Nummuliten und noch über dem Niveau von *N. perforatus* nochmals *N. perforatus* Montfort sp. var. *uroniensis* Arn. Heim zitiert, erklärt sich nach einer Mitteilung von Prof. Leupold zur Hauptsache durch eine Verwechslung mit *N. brongniarti*, welcher letzterer ja tatsächlich als letzter der grossen Nummuliten im allerobersten Lutétien übrigbleibt. Es kann hier auch beigelegt werden, dass auch die von H. Douvillé in der Aquitaine als *N. uroniensis* aufgefassten und dort mit *N. laevigatus* zusammen zitierten Formen nicht mit dem Typus von *Sisikon* übereinstimmen, sondern ebenfalls bereits zur "*Sismondai*" - Gruppe und damit ins "Mittlere Lutétien" gehören.

Da es sich hier in erster Linie um die stratigraphische Verwendung der verschiedenen "Mutationen" des *Perforatus* phylums handelt, so wurden die nomenklatorischen Fragen vorläufig dadurch gelöst, dass unter der Bezeichnung *N. uroniensis* Arn. Heim nur der Typus von *Sisikon* verstanden wird, für die Form vom Vitznauerstock - welche Lokalität unter den ursprünglichen Fundstellen von *N. sismondai* var. *uranensis* von de la Harpe figuriert - provisorisch die Bezeichnung *N. aff. uranensis* de la Harpe 1883 verwendet wird. Unter der Bezeichnung *N. "sismondai"* de la Harpe 1883 werden die Formen von *Ciupio* verstanden.

Die Kombination dieser beiden letzteren Formen charakterisiert nun offenkundig einen Horizont, der bereits deutlich jünger ist, als die "Uroniensis-Kalke und -Grünsande" der Zentral- und NE-Schweiz und sich zwischen diese Horizonte des "Unteren Lutétien" und das, durch das Vorkommen von *N. perforatus*, Typus von Klausenburg charakterisierte "Obere Lutétien" noch einschieben muss. Diesem von Schumacher im helvetischen Gebiet noch nicht ausgeschiedenen "Mittleren Lutétien" kommt nun in meinem Untersuchungsgebiet, aber wahrscheinlich auch an weiteren Stellen in der Zentralschweiz eine grosse, bisher übersehene Bedeutung zu.

Anmerkung: siehe Nachtrag während des Druckes p. 143

Obereocän, Priabonien

Die seit der Zeit von J. Boussac zu konstatierenden Veränderungen in den stratigraphischen Auffassungen des Obereocäns beruhen zum Teil in der von Abrard vorgenommenen Ausschaltung der besonderen Stufe des Auversien, zum Teil handelt es sich um anschliessende, rein nomenklatorische Fragen der Stufeneinteilung und -bezeichnung im anglo-französischen Becken. Es fragt sich nun, welcher Stufe die mächtigen Schichtstösse zugeteilt werden müssen, welche Boussac durch die ganze Alpenkette hindurch seinem "Auversien" zugeteilt hat. Die betreffenden Schichten können nun nicht einheitlich dem Obereocän zugeteilt werden, wie dies mit der Typuslokalität von Auvers geschehen ist, sondern an gewissen Stellen müssen Teile des alpinen "Auversien" von Boussac noch dem obersten Lutétien, andere aber dem Priabonien zugeteilt werden. Nach W. Leupold's Auffassung muss in den Alpen die Grenze zwischen oberstem Lutétien und Priabonien, wie dies im Vizentinischen nach der ursprünglichen Auffassung des Priabonien der Fall ist, an die Obergrenze der grossen Nummuliten, also von *N. perforatus* Typus und zuletzt von *N. brongniarti* gelegt werden. In den Schweizeralpen besteht hier die Schwierigkeit, dass *N. brongniarti* bisher hier nur ganz selten (Schimbergschiefer)- gefunden wurde, sodass zumeist nur das Verschwinden von *N. perforatus* Typus eine Zeitmarke abgibt, die aber, wie überall, wo auf das Verschwinden und nicht auf das Neuauftreten von Formen abgestellt werden muss, keine absolut günstige Zeitmarke darstellt, da das Verschwinden der grossen Nummuliten auch sehr stark durch Faziesverhältnisse, Einsetzen der pelagischen Globigerinenmergelfazies, bedingt sein kann. Auf jeden Fall wäre das Lutétien bei uns überall so weit nach oben auszudehnen, als jeweilen noch *N. perforatus* Typus gefunden wird.

Die Untergrenze des Priabonien sollte nun eher auf das Erscheinen neuer Formen abgestellt werden. *N. contortus-striatus* geht offenkundig über diese Zeitgrenze hinweg vom obersten Lutétien ins Priabon über. *N. fabiani* als erster Vertreter der "vollgenetzten Nummuliten" ist offenbar eine neue Form, welche in Priabona von der Basis des definitionsgemäss als Priabonien aufgefassten Schichtstosses an gefunden wird, aber anderwärts nicht häufig

auftritt. Sie wird zum Beispiel im eigentlichen Hohgantsandstein noch nicht gefunden, sondern nur in den Basalen Lithothamnienkalken, welche in den südwestlichen helvetischen Alpen nordwärts der Zone des Hohgantsandsteins auf die Kreide transgredieren und somit wahrscheinlich bereits jünger sind als der Hohgantsandstein. Ausserdem tritt sie auch im Titlisquarzit auf. Dagegen findet man im Oberen Hohgantsandstein neben *N. contortus-striatus* stets reichlich *N. incrassatus* und vor allem auch Heterosteginen, insbesondere die von Kaufmann beschriebene *Heterostegina helvetica* der Wängenkalke. Die letzteren beiden Formen können als Ersatzleitfossilien für den Beginn des Obereocäns angesehen werden.

In jüngster Zeit haben sich verschiedene Publikationen mit den Lithothamnienkalken beschäftigt, welche in den über dem Hohgantsandstein gelegenen Globigerinenmergeln eingelagert sind (K. HUBER, 1933; M. FORRER, 1946; F. BENTZ, 1948; P. SODER, 1949; H. FURRER, 1949; W. GIGON, 1952) oder im südlichsten Helvetikum bis Ultrahelvetikum direkt auf Kreide transgredieren. Diese Lithothamnienkalke entsprechen den Wängenkalken des Pilatusgebietes und enthalten meistens als Leitform *Heterostegina helvetica* und daneben eine Menge charakteristischer Formen, wie *Halkyardia*, *Fabiania*, *Linderina*. Prof. Leupold macht mich hiezu auf folgendes aufmerksam: dass diese Fauna im Hohgantsandstein und den Lithothamnienkalken mit *N. incrassatus* und *N. contortus-striatus*, welche ihn faziell ersetzen können, noch nicht vorhanden ist, sondern erst höher in der obereocänen Serie einsetzt. Es bestehe also noch ein Unterschied zwischen dem untern Teil des Obereocäns, den Boussac seinem "Auversien" zugerechnet hatte, und einem oberen Teil der durch die genannten Formen und anderswo auch durch *N. fabianii* charakterisiert sei. Ob diese zwei Teile mit dem Lédien und Ludien gleichgesetzt werden dürften und wie ihr genaueres Verhältnis zum Priabonien aufzufassen sei, wo eben die genannten Formen bereits von der Basis des als Priabonien definierten Schichtstosses vorhanden sind, sei eine Frage, die noch einer Abklärung auf einer allgemeineren Grundlage bedürfe. Es sei auch auffallend, dass die konglomeratischen Einlagerungen, welche an manchen Orten im helvetischen Obereocän festgestellt wurden und von welchen BRÜCKNER (1946) Zusammenstellungen gegeben hat, erst im oberen Teil des Obereocäns, über dem Hohgantsandstein, auftreten. Es seien nördliche Ausstrahlungen der orogenetischen Einflüsse, welche weiter südlich im Ultrahelvetikum zur Ausbildung des priabonen "Wildflysches" der südwestlichen Schweizeralpen geführt haben, der direkt auf Kreide bis Dogger transgredieren kann. Nach Prof. Leupold's Meinung soll diese Phase erst dem Ludien angehören. Unabhängig von diesen noch ungelösten Fragen der Parallelisation des helvetischen mit dem ausseralpinen Obereocän oder dem Priabonien der Typuslokalität bezeichne ich das Obereocän in der Folge doch kurz als Priabonien, mit der Bedeutung, dass damit auch der tiefere Teil, zum Beispiel der obere Hohgantsandstein der Randkette des Berner Oberlandes, darin inbegriffen sei.

B. Detailprofile

Alle Detailprofile werden topographisch von oben nach unten, also normalerweise auch in absteigender stratigraphischer Reihenfolge beschrieben. Es werden folgende Abkürzungen verwendet:

N	=	Nummulites
Ass.	=	Assilina
Disc	=	Discocyclinen

1. Kistenstöckli-Schuppe

Das Tertiärprofil des Kistenstöckli oder Muot de Rubi, P. 2745, 6, ist mit Recht berühmt. Das Profil bildet den oberen Abschluss des von ARN. HEIM (1909) im Detail geschilderten Profils der mesozoischen Kalkmassen in der grossen Wand, welche vom Frisaltal über Faschas zur Höhe der Bifertenhütte, P. 2482, aufsteigt. Das Detailprofil der dem Seewerkalk transgressiv auflagernden basalen Nummulitenschichten beginnt an der Oberkante der Wand kurz unter der Hütte und ist etwas SW von der letzteren gut und vollständig zugänglich. Ueber die Hochfläche der Hütte lässt sich das Profil kontinuierlich verfolgen bis zum Gipfel des nördlich benachbarten Kistenstöckli. Dieser tertiäre Anteil ist von ARN. HEIM bereits 1908 (p. 15 - 17) im Detail beschrieben worden und die Nummern der damals unterschiedenen Schichtglieder sind denjenigen der nachstehenden Neuaufnahmen in [] beigefügt. Für dieselben standen mir auch die Notizen einer weiteren Aufnahme zur Verfügung, welche Prof. W. LEUPOLD im JULI 1944 vorgenommen hat.

Gipfelplateau des Kistenstöckli, P. 2745,6

- (15) 120 m Zuoberst dominieren mächtige Sandsteinbänke, die nach der Tiefe mehr und mehr mit sandigen Mergelschichten durchschossen sind; zuunterst folgt Wechsellagerung von siltigen Sandkalken mit den Globigerinenmergeln des Liegenden. In dieser Grenzzone liegt die folgende, charakteristische Bank:
- (14) 2,5 m Mikrokonglomerat mit reicher Mikrofauna:
- N. incrassatus* de la Harpe
Heterostegina helvetica Kaufmann
Globigerinen
Nodosarien
Gümbelinen
Textulariden
Lageniden
Ostracoden
- Dünnschliff: Das feine tonige Bindemittel zeigt sehr schön die Bildung von Clivage aus Mikrofältelung. In diesem Bindemittel ist die oben angeführte Fauna eingebettet. Diese dürfte demnach nicht aufgearbeitet sein. Hingegen stammen die zahlreichen, gut gerundeten und teilweise eckigen Komponenten ausschliesslich aus dem Liegenden: Schrattenkalk, Seewerkalk mit Orbulinarien und *Globotruncana helvetica* Bolli, Kieselkalke, onkolithische oder oolithische Kalke, Calpionellenkalke. Daneben sind auch *Ass. exponens* de Sowerby und *N. millecaput* Boubée in Bruchstücken ebenfalls aufgearbeitet. Schon Arn. Heim, 1908, p.83, erwähnt in Sandkalkblöcken aus dem Schutt am Kistenstöcklifuss *Ass. mamillata* d'Arch., und W. Leupold fand dort bereits 1944 Sturzblöcke der Konglomeratbank, in welchen *Ass. exponens* und *N. millecaput* als aufgearbeitete Bruchstücke zu erkennen waren. Seither konnte ich nun die Lage dieser merkwürdigen Bank im anstehenden Profil festlegen. Es handelt sich offenkundig um ein Transgressions-Konglomerat, mit dem die gröber klastische Sedimentation der Gipfelkuppe einsetzt, doch werden auch über dieser Basisbank noch Einschaltungen von Globigerinenschiefern gefunden und gegenüber den liegenden Globigerinenschiefern sind lokal keine besonderen Merkmale transgressiver Lage dieser Bank zu bemerken; doch zeigt die Aufarbeitung der grossen Nummuliten, dass hier innerhalb des Alttertiärs eine Transgression mit diskordant-übergreifender Lagerung vorhanden sein muss.
- (13) 105 m Globigerinenschiefer. Diese sind in ihrer Hauptmasse vom bekannten Typus feinsandiger bis siltiger, globigerinenreicher Mergelschiefer, wobei die Schieferung vorwiegend Clivage ist. Gegen das Hangende schalten sich kalkig-sandige festere Bänke ein und der Tongehalt und der Gehalt an Globigerinen nimmt sehr rasch ab [9].
- (12) 3 m rauhe, bräunlich verwitternde, frisch bläulichgraue, sandige Mergelschiefer; entsprechen dem Typus der "Schistes gréseux fauves" der welschen Autoren. In diesem Niveau fand W. Leupold 1944 nach Feldbuchnotiz auch Krebsreste, sowie den später von B. PEYER, 1955 (p. 490) als Seestern erkannten und beschriebenen Fossilrest. Arn. Heim fand in diesem seinem Niveau [8] Pektinidenreste und identifizierte dasselbe mit den Pektinidenschiefern des Pilatus.
- Dünnschliff: Feine Tonschnüre umspannen netzartig die massenhaft auftretenden Globigerinen und Sandkörner. Die Globigerinen zeigen leichte Deformation und sind z.T. schon stark in Calzit umgesetzt. Vereinzelt werden die Kämmerchen durch limonitisierten Pyrit ausgefüllt. Nebst den Globigerinen treten auch Nodosariendurchschnitte und Ostracoden ziemlich häufig auf. Eine nur 1.5 m/m grosse spiralige Form mit nur 2 Umgängen deutet auf Operculina. Das Sandmaterial aus Quarz und Feldspat ist durchwegs gut gerundet. Daneben treten reichlich kleine Serizitflitterchen auf.

- (11) 1 m kalkiges, dünnes Niveau mit Disc.
Schichtplatte bei der Quelle NW der Hütte.
- (10) 3 m harte, kalkige Sandsteinbank, Nr. [7] "Grenzsandstein", Arn. Heim.
- (9) 4 m mürber, gräulichblauer, stark sandiger, glimmerreicher Kalk mit
N. aff. uranensis de la Harpe 1883 (selten)
A-Formen des Perforatusphylums und ausgelaugte N. millecaput.
reichliche Pectiniden, Spondylus (9) + (8) = [6] A.H.
- (8) 1 m Sandkalkbank mit herauswitternden Quarzkörnern ($\varnothing$ bis 2 m/m), vereinzelt Disc.
- (7) 1 m stark sandiger Complanatenkalk voller
N. millecaput Boubée
N. helveticus Kaufmann, vereinzelt auch
N. sismondai de la Harpe 1883
N. aff. uranensis de la Harpe 1883
[5], "Haupt-Complanatabank"
- (6) 4 m steriler Sandkalk [4.] nach Arn. Heim in gewissen Lagen mit reichlich N. millecaput.
- (5) 20 m geschieferter Nummulitenkalk, wechsellagernd mit Sandkalkbänken. Der tiefere Teil ist voll von N. millecaput Boubée. Unmittelbar über dieser Complanatenschicht treten in einem speziellen Schichtchen dieselben Formen des Perforatusphylums wie in Schicht (3), vor allem N. sismondai d'Arch. und N. aff. uranensis de la Harpe 1883, stark angehäuft auf. N. aturicus Joly u. Leymerie wird von diesem Horizont an aufwärts nicht mehr häufig gefunden (5) + (4) = [3] A.H.
- (4) 5 m gelblicher, mürber Sandkalk mit wenigen Disc.
- (3) 5 m Assilinengrünsand [2]. Feinkörniger, glaukonitischer Sandkalk. An der Basis bilden die grossen Assilina exponens eine konzentrierte lumachellenartige Assilinschicht, gegen oben nimmt ihre Menge bereits merklich ab.

Aus dieser Bank konnten wir die folgenden Grossforaminiferen bestimmen:

Ass. exponens J. de C. Sowerby,
Ass. mamillata d'Arch.
N. sismondai de la Harpe 1883
N. aff. uranensis de la Harpe 1883
N. aturicus Joly u. Leymerie 1848
N. rouaulti d'Arch.
A-Formen des Perforatusphylums i. allg.
N. millecaput Boubée (selten)
N. helveticus Kaufmann
Discocyclinen
- (2) 0.10 m steriler, sandiger, glimmerreicher Glaukonitkalk [1].

Transgressionsfläche
- (1) Seewerkalk

Analoge Profile können auch weiter östlich entlang dem Kistenpassweg bei P. 2415 und dem E-Rand der grossen Doline der Cavorgia studiert werden, doch sind sie hier durch Längs- und Querbrüche stark gestört. Hier zeigt sich, dass die Transgressionsschicht des Alttertiärs teils, wie bei der Bifertenhütte, dem Seewerkalk aufliegt, in

unmittelbar benachbarten Bruchschollen aber bereits auf den Gault übergreifen kann. Ein Teil der Bruchverstellungen ist offenbar bereits unmittelbar praetertiär erfolgt und wieder ausgeebnet worden.

2. Kistenpass-Schuppen

Der südliche Anstieg des Kistenpassweges zur Passhöhe P. 2729,5 folgt dem Kistenband, das durch die Globigerinenschiefer im Rücken der obem Kistenpass-Schuppe gebildet wird. Im S-Teil des Bandes sind auch die "Schistes gréseux fauves" an der Basis der Globigerinenschiefer deutlich erkennbar. Die letzteren werden nach N zu in ihrer Mächtigkeit gegenüber dem Profil des Kistenstöckli sehr rasch reduziert und es fehlen hier gegen oben auch grössere Sandsteinlager, wie sie den Kistenstöckligipfel bilden. Es folgt über dem Globigerinenschiefer fast direkt der Taveyannazsandstein des Grates der Muttenberge; ein Detailprofil der Grenzzone wird in Kapitel IV geschildert werden (vergl. Prof. 18). Offenbar ist die Mächtigkeit der Globigerinenschiefer durch die darüber erfolgte Relativbewegung des Sandstein-Dachschieferkomplexes an dieser Stelle, wo das Gebäude der mesozoischen Schuppen des Kistenpassquerprofiles seine höchste Firstlinie erreicht, von oben her tektonisch besonders stark reduziert worden. Diese tektonische Beanspruchung wirkt sich in den Profilen des tieferen Alttertiärs der oberen Kistenpass-Schuppe allgemein in einer besonders starken Verschieferung und einer lochseitenkalkartigen Marmorisierung aus, welcher besonders die Complanatenschichten hier unterlagen, so dass die Verhältnisse hier für die Aufnahme von stratigraphischen Detailprofilen ungünstig sind. Dies bessert sich wieder in der, von der Uberschiebung der obem Kistenpass-Schuppe überholten Serie der unteren Kistenpass-Schuppe, welche durch die obere Schuppe vor einer gleich intensiven tektonischen Beanspruchung von oben her geschützt war.

Steigt man von der Kistenpasshöhe gegen N ab in das Kar der Muttenalp, so lässt sich unterhalb des Weges, in der nördlichsten Felskanzel zwischen P. 2345 am Muttenbach und den oberhalb liegenden Schutthalden von "Latten", über welche der Weg herunterführt, wiederum ein normales Profil der basalen Alttertiärbildungen aufnehmen. Im folgenden gebe ich nach dem Feldbuch von Prof. W. Leupold ein Detailprofil wieder, das im Juli 1944 aufgenommen worden ist.

Profil 2 : Untere Kistenpass-Schuppe (Koord. 721 300-400/189 800-900, zwischen 2400 und 2500 m)

- | | | | |
|------|----------|--|---|
| (11) | 20 + x m | Globigerinenmergel | |
| (10) | 3 m | sandige "Schistes gréseux fauves" | |
| (9) | 2 m | schiefriger Kalksandstein, voller Disc., mit N. striatus | |
| (8) | 5 m | grünlicher Quarzsandstein | |
| (7) | 5 m | Pecteniveau |) |
| (6) | 2 m | komakte, kalkigere Bank mit N. millecaput |) |
| (5) | 4 m | Oberes Complanatenniveau |) |
| | | |) geschieferte Abwechslung von |
| | | |) braunen Kalksandsteinen und linsigen Lagen von Sandkalk mit |
| | | |) Discocyclinen. |
| (4) | 4 m | geschieferter, gelblicher, ziemlich steriler Kalk mit N. des Perforatusphylums | |
| (3) | 8 m | Complanatenkalk und | |
| (2) | | Assilinengrünsand | |
| | | Transgressionsfläche | |
| (1) | | Obere Schrattenkalkbank von einigen Metern Dicke. Schuttbedecktes Band, unterlagert von schwarzen Mergelschiefern, mit Kalkbänklein von einigen cm Dicke | |
| | | 2. groborganogene Schrattenkalk-ähnliche Bank (kleiner Schuttunterbruch) | |
| | | 1. groborganogene Schrattenkalk-ähnliche Bank | |

3: Muttseeplateau-Schuppe

Dort wo der Passweg bei P. 2394 (S.A.) den Mutenbach und damit den Karboden der Mutenalp erreicht, ist wiederum die Auflagerung des Alttertiärs auf Schrattenkalk aufgeschlossen, aber nun in einem 100 m tieferen Niveau. Dieses Alttertiär im Rücken der Muttseeplateau-Scholle stellt die Trennung gegen die nächsthöhere Einheit - die Untere Kistenpass-Schuppe - dar; eine tektonisch recht bedeutende Trennung, welche sich, allerdings nicht mehr mit Einschaltung tertiärer Schichten, sondern nur innerhalb der mesozoischen Kalke, durch die E-Wand des Limmernbeckens als bedeutendste Schuppungsfläche nach S hin verfolgen lässt bis unter das Kistenstöckli. Diese wichtige Grenze betrachte ich als Trennung der Bifertenelemente (Biferten-Selbsanft-Scholle) von den nördlich vor- und unterliegenden nächsttieferen tektonischen Elementen. Innerhalb der nördlich unterliegenden, ausgedehnten, flachliegenden Schichtplatte des Muttseeplateaus, an deren Oberfläche S vom Muttsee das tiefere Alttertiär auf grossem Areal aufgeschlossen ist, lässt sich eine weitere Aufschiebungsfläche von sekundärer Bedeutung beobachten, die schon von Oberholzer in der Karte verzeichnete "Störung des Mutenloches". Der Ausfluss des Muttensees läuft in einer dolinenartigen Vertiefung auf kurze Strecke gegen S, bis er an diese Störungsfläche gelangt und an derselben im Versickerungstrichter des "Mutenloches" endgültig verschwindet. An dieser Stelle und ebenso weiter W im Absturz des Felszirkus zum Mörtal sieht man deutlich, wie die Kreide gegenüber dem Alttertiär der flach südfallenden Schichtplatte Hühnerbühl-Muttseehütte um einen nicht sehr bedeutenden Betrag emporgehoben und etwas gegen N aufgeschoben ist. In der aufgeschobenen südlichen Platte, welche ich "Schuppe des Mutenbaches" nenne, hat Prof. W. Leupold am S-Rand des Mutenlochkessels ebenfalls ein Profil der Kreide-Alttertiär-Grenze aufgenommen, das ich hier nach dessen Feldbuchnotizen anführen kann:

Profil 3 : Mutenbach-Schuppe (Koord. 721 500/190 700) Taf.

(13)	5 m	Abwechselnd Kalksandsteine mit Discocyclinenkalen und Lagen reich an N. millecaput (ob. Complanatenniveau)	
(12)	1,5 m	sterile, gelbe Kalke mit einzelnen grossen N. aus dem Perforatusphylum	
(11)	8 m	Complanatenkalk und	
(10)		Assilinengrünsand	
		Transgressionsfläche	
(9)	4 m	heller Schrattenkalk	
(8)		Mergelkalkband	
(7)	3 m	heller Schrattenkalk	
(6)	2 m	wahrscheinlich dunkle Mergelschiefer, unter Schuttband	)
			)
(5)	4 m	Kalk mit verkieselten Austern, Alectryonia	)
			)
(4)	1 m	Mergelkalkschieferband mit Austern	)
			)
(3)	0,7 m	Kalk mit verkieselten Fossilien	)
			)
(2)		Platte mit Austern	)
			)
(1)		geschieferter, schwarzgrauer Kieselkalk	)

Auch hier transgrediert das Tertiär noch auf Schrattenkalk, der in charakteristischer Weise, wie in Profil 2, durch ein deutliches Mergelband in zwei Bänke getrennt ist.

Das tiefere Alttertiär ist in der nördlich anschliessenden Platte der "Mutenwändli-Schuppe" zwar in der Umgebung der Muttseehütte des SAC Sektion Winterthur und des Hühnerbühl am S-Ufer des Muttsees auf über 1 km² Fläche sehr schön aufgeschlossen, doch ist das Plateau von kleinen Brüchen durchzogen und Stellen, wo das Profil der flachliegenden Schichten der Alttertiärbasis im Zusammenhang aufgenommen werden kann, sind deshalb nicht häufig. Der Transgressionskontakt mit der unterliegenden Kreide allerdings ist sehr schön aufgeschlossen und lässt sich vom Mutenloch bis zur Stirn der Schuppe am Mutenwändli kontinuierlich verfolgen. Vom Mutenloch steigt dieser Kontakt zunächst gegen N an und in der Gegend der Klubhütte liegen die Schichten annähernd horizontal, gehen dann gegen N, in Richtung auf die Stirn der Schuppe im Mutenwändli, in ca. 10° N-Fallen über. Der von der Klubhütte gegen das Mutenwändli absteigende Weg folgt zunächst immer demselben Tertiärhorizont, zuletzt aber wird das Fallen im Mutenwändli stärker und kann bis 55° N-Fallen erreichen; es deutet sich eine stimartige Umbiegung am N-Ende der Schuppe an, eine weitere Umbiegung bis zur Vertikalen sieht man aber nicht, sondern die steil nordfallenden Nummulitenschichten werden dort, wo der Weg schliesslich ins Kar von Nüschen absteigt, von unten her durch die grosse Scherfläche abgeschnitten, die vom N-Ende des Limmenbeckens gegen Nüschen aufsteigt und die basale Schubfläche der ganzen Muttseeplateau-Scholle bildet. Die letztere erscheint an dieser Fläche beträchtlich nach N hinausgeschoben über die Globigerinenschiefer, welche die unterliegende, tiefe Muldenspitze der Ochsenplanggen und das Kar von Nüschen erfüllen. Die günstigste Stelle für die Aufnahme eines kontinuierlichen Profiles auf dem Muttseeplateau selbst ergab sich etwas W der Klubhütte. Hier sind längs einer Schuttrinne die einzelnen Schichtabteilungen sehr gut zugänglich und von der Terrainoberfläche etwas steiler angeschnitten, als dies sonst bei der flachen Schichtlagerung auf dem Plateau der Fall ist; sodass hier genügend genaue Mächtigkeiten gemessen werden konnten. Auch kann das Profil hier über grossen Abstand im vollständigen Zusammenhang verfolgt werden, während die oberen Teile sonst vielfach auf dem Plateau bereits durch Moränenschutt (Taveyannazblockmaterial) verdeckt sind.

Den oberen, nördlichsten Abschluss dieses Profiles der Alttertiärhorizonte bilden die steil gegen N absteigenden Taveyannazsandsteine des Nüschenstocks, welche in dem von diesem Gipfel gegen S sich ausstreckenden Grätchen, - welches das Kar von Nüschen vom Muttseebecken trennt - normal von noch etwas kalkigen ebenflächigen Dachschiefern unterlagert werden. Diese die Gratkante bildenden Schiefer folgen scheinbar normal über den Globigerinenschiefen, welche die Unterlage des Grates sowohl gegen Nüschen wie gegen das Muttseeplateau hin bilden. Das nun in südlicher Richtung quer zum Passweg, etwas W an der Klubhütte vorbei von mir aufgenommene stratigraphische Detailprofil des tieferen Alttertiärs lautet:

Profil 4 : Muttseehütte (Koord. 720 300/190 800) Taf.

- (12) typischer globigerinenreicher, blättrig verwitternder Schiefer, nach oben durch rasche Zunahme des Tongehaltes hervorgehend aus den unterliegenden
- (11) sandigen bräunlichbraunen Mergeln bis Mergelkalken. Die basalen Partien sind gelblicher und haben wegen des grösseren Sandgehaltes eine feinraue Oberfläche.
Mächtigkeit von (11) und (12) zus. hier ca. 50 m
- (10) 1,5 m Phosphoritisches Knollenniveau. Die Knollen können bis 3 cm gross werden. (W. BRÜCKNER, 1937, p. 147, erwähnt ähnliche Phosphoritknollen aus der Griesstock-Decke).
- (9) 2 m Quarzsandiger Discocyclinensandkalk. Er bildet eine schwach ausgeprägte Härtekante. (N 70° E, Nordfallen 5°) Bester Aufschluss : Koord. 720 230/190 980. Massenhaft treten mindestens drei verschiedene Arten von Discocyclinen auf, max. Ø bis 11 mm; seltener ein kleiner Nummulit (gleich wie in (8)). Die Oberfläche dieses Sandkalkes ist raspelartig rau von hervorragenden Quarzkörnern, welche einen max. Ø gegen 3 mm haben.
- (8) 10 m Pectinitenschiefer. Schwarzbraune, löcherig verwitternde, sandige Mergelschiefer mit vielen grossen Rostflecken. Enthalten winzig kleine Nummuliten (? Operculina), Discocyclinen und Globigerinen. J. OBERHOLZER, 1933, gibt folgende Liste von Makrofossilien:
Pecten (Chlamys) parisiensis Desh.
Pecten (Chlamys) multistriatus Desh.
Pecten multicarinatus Desh.

Spondylus rarispira Desh.
Harpactocarcinus punctulatus Desmar.
 ARN. HEIM, 1908, p. 17, gibt keine Fossilien an.

- (7) 5 m Quarzsandstein, an der Basis knollige Partien, die nur Discocyclinen enthalten.
- (6) 3,5 m steriler Sandkalk, nach oben übergehend in einen Discocyclinenkalk.
- (6) 2,4 m Wechsellagerung von Nummulitenkalkbänken mit Discocyclinensandkalkbänken. Im Detail notieren wir von oben nach unten:
- d) 0.8 m Kalk, lumachellenartig aufgebaut, ausschliesslich aus Exemplaren von *N. millecaput* var. *tenuissima* Arn. Heim.
 - c) 0.3 m Nummulitenkalk mit vielen
N. "sismondai" de la Harpe 1883
N. aff. uranensis de la Harpe 1883
 A-Formen des *Perforatusphylums*
N. millecaput Boubée var. *tenuissima* Arn. Heim
 Discocyclinen
 - b) 0.5 m Discocyclinensandkalk mit nur vereinzelt N.
 - a) 0.8 m Kalksandstein mit vereinzelt Disc.
- (5) 2 m Mürber Sandkalk, an der Basis knollig verwitternd. Die Knollen enthalten reichlich Nummuliten:
- N. aturicus* Joly u. Leymerie
N. aff. uranensis de la Harpe 1883
N. millecaput Boubée var. *tenuissima* Arn. Heim
- (4) 2,5 m Complanatenkalk, in welchem unterschieden werden kann:
- b) 0.4 m Kalk, lumachellenartig aufgebaut ausschliesslich aus Exemplaren von *N. millecaput* var. *tenuissima*; kleine N. sind darin selten.
 - a) Hauptmasse des Kalkes mit vielen
N. helveticus Kaufmann
N. millecaput Boubée
- Während die Ausbildung der letzteren mikrosphären Exemplare in den unteren Teilen des Kalkes noch dem normalen Typus entspricht, werden die Durchmesser gegen oben zu rasch grösser und wachsen bis auf 10 cm an. Sie gehen dadurch über in die Ausbildung, welche in den nachfolgenden Schichten kurz mit der Bezeichnung *N. millecaput* Boubée var. *tenuissima* angedeutet worden ist, in Anlehnung an ARN. HEIM, 1908, (p. 210), der diese Bezeichnung für aussergewöhnlich grosse und zugleich dünne Abweicher vom Typus der Spezies eingeführt hat. Auch die hier noch vorkommenden Exemplare von *Ass. exponens* sind merkbar grösser als im unterliegenden Grünsand.
- (3) max. 0,5 m Assilinengrünsand: Die Transgressionsschicht besteht aus einem nur schwach ausgebildeten Grünsand, der aus lumachellenartig zusammengehäuften Beigen von *Ass. exponens* in grünsandiger Grundmasse besteht. Die knollenartig verwitternde Basisschicht enthält in den harten, zähen Knollen zahlreiche Nummuliten.
- Transgressionsfläche
- (2) 1,5 m dunkelgraue, schwach kieselige Kalkbank, feinkörnig, leicht spätig. Sie enthält einen gut ausgebildeten Austernhorizont, mit vielen kieseligen Schwämmen. Die letzteren wittern als

Knollen heraus und sind meistens nur noch ein Gemenge von Quarz und Calzit. Jedoch lässt sich bei den besser erhaltenen Exemplaren die Schwammstruktur gut erkennen.

Offenkundig handelt es sich um ein in die Drusbergsschichten (Sinuatabänke) gehöriges Niveau. Das Tertiär transgrediert hier bereits nicht mehr auf den Schrattenkalk, sondern auf einen tieferen Horizont. Diese übergreifende Lagerung lässt sich auch im Einzelnen innerhalb der Muttenwändlischuppe daran verfolgen, dass dieser Fossilhorizont gegen das Muttenwändli hin allmählich verschwindet, am Muttsee dagegen in bezug auf die Tertiär-transgressionsfläche etwas tiefer zu liegen kommt. Das Tertiär liegt folglich schwach diskordant auf der Kreide, welche gegenüber der Transgressionsfläche mit einem Diskordanzwinkel von ca. 2° gegen SE einfällt: die vortertiäre Erosion hat im NW der Schuppe tiefer gegriffen als im SE.

- (1) 10 m Altmann-Drusbergsschichten: knollige, braunbläuliche, rauhe, sandige Mergel von braunschwarzer Anwitterung.

E. NIGGLI, W. BRÜCKNER & E. JÄGER 1956, (p.473) erwähnen aus dem Assilinengrünsand der Griesstock-Decke Stilpnomelan. Dünnschliffuntersuchungen von Handstücken aus dem transgressiven Assilinengrünsand der Muttenwändli-Schuppe, Profil 9 (3) durch Herrn Prof. E. Niggli, Bern, ergaben, dass auch diese Gesteine reichlich Stilpnomelan führen. Somit kann das Lutétien der Biferten-Elemente als weiterer Fundort von Stilpnomelan angeführt werden. Die genannten Autoren betrachten den Stilpnomelan als eine Neubildung während der alpinen Metamorphose.

4. Nüschenegg-Torkopf-Schuppen

Im Liegenden der Muttenwändli-Schuppe folgt die komplexe Globigerinenschiefermulde von Nüschen, in welche von unten, von der Limmernschlucht her, verschiedene spitze, antiklinale Schuppenkeile vorstossen, die aber nicht sehr weit nach N vordringen; erst die noch tiefer folgende Torkopf-Schuppe reicht beträchtlich weit nach N. Genauere Beobachtung (cf. Taf. I, Profile 1 und 2) zeigte, dass diese kürzeren Malm-Kreide-Keile zwischen der Torkopf-Schuppe und der Stirn der Muttenwändli-Schuppe nicht alle - wie dies Oberholzer in Karte und Profilen schematisch angedeutet hatte - an ihrer Oberseite von basalem Alttertiär begleitet sind, das mit der zugehörigen Kreideunterlage noch in normalem Transgressionskontakt geblieben ist. Einzelne dieser Keile von Kreidekalk tragen keine solchen basalen Tertiärschichten mehr und stossen "quasi nackt" direkt in die Globigerinenschiefermasse der komplexen Mulde von Nüschen vor. Die zu den Kreideoberflächen dieser Schuppen ursprünglich zugehörigen basalen Nummulitenbildungen sind von dieser in ihrer Unterlage zu einem beträchtlichen Teil tektonisch losgerissen worden und schwimmen, z.T. noch in ursprünglichem Transgressionskontakt mit dünnen, ebenfalls mitabgerissenen Kreidelamellen mitten in den Globigerinenschiefen der komplexen Mulde von Nüschen. Die mächtigste Gruppe solcher aus Kreide und alttertiären Basisschichten zusammengesetzter Linsen findet sich bei der Vorderen Nüschenegg. Dort lassen sich am ehesten Profile aufnehmen, welche für die ursprüngliche Zusammensetzung der tertiären Basisschichten in dieser Region repräsentativ sind.

Als Vordere Nüschenegg wird P. 2236, 7 (LK = P. 2241 SA) am Weg Linthal-Muttseehütte-Kistenpass bezeichnet. Dieser Punkt liegt am nördlichen Eingang des Nüschentälchens und ist mit einem eisernen Wegweiser bezeichnet, da dort die Wege über das Muttenwändli zum Muttseeplateau und via Schäferhütte ins Limmernbecken auseinander gehen. Die Vordere Nüschenegg ist ein markanter, vorspringender Felskopf von ca. 35 m Höhe, in welchem wir unschwer drei tektonisch repetierte Serien von Neokom-Nummulitenschichten übereinander feststellen können. Die Unterlage des Felskopfes wird gebildet von Globigerinenschiefen im normalen stratigraphischen Dach der Kreide-Nummulitenkalk-Serie der Torkopf-Schuppe, welche Serie weiter unten als Detailprofil 6 geschildert wird.

Profil 5: Vordere Nüschenegg (Koord. 719 050/191 800)

Tektonisch gliedert sich das Profil in die folgenden drei, an Scherflächen aufeinander gelagerten Lamellen:

- (9) - (14) = Lamelle III
- (7) - (8) = Lamelle II
- (2) - (6) = Lamelle I

- (1) = Globigerinenschiefer der Obergrenze der Torkopf-Schuppenserie
- (14) 20 + x m Globigerinenschiefer. Das ganze, teilweise schuttüberdeckte Band, auf welchem der Kistenpassweg hier verläuft, wird oberhalb des Weges von Globigerinenschiefern unterlagert. denen dann etwa 50 m über dem Weg direkt die Taveyannazsandsteine der vom Nüschentstock herabsteigenden Felswand aufliegen. Die Globigerinenschiefer enthalten häufig gelbliche Calzitwülste. Gegen die Basis gehen sie über in ein mehr kalkig-sandiges, braunfarbiges Niveau vom Typus der "Schistes gréseux fauves".
- (13) 11 m Quarzsandstein, bei P. 2236,7 oben beginnend mit einem discocyclinenhaltigen Niveau mit kleinen Nummuliten. (Discocyclinen nicht grösser als 10 mm).
- (12) 3 m Nummulitenkalk wie (4), jedoch ohne *N. millecaput*.
- (11) 5 m Quarzsandstein, meistens steril. Im Dach tritt ein Discocyclinenniveau auf, das auch noch kleine *N.* enthält.
- (10) 4 m Nummulitenkalk wie (4)
- Transgressionsfläche
- (9) 4,5 m schrattenkalkähnliche Kalkbank, gleich wie (7)
- Schuppungsfläche
- (8) 4 m Nummulitenkalk, analog wie (4)
- Transgressionsfläche
- (7) 6,5 m hell anwitternde, schrattenkalkähnliche Kalkbank
- Schuppungsfläche
- (6) 2,5 m wie (4), jedoch ohne *N. millecaput*
- (5) 5 m kalkiger Sandstein, meistens steril, parallelepipedisch brechend. Die Oberfläche ist ganz überzogen mit weissen Flechten.
- (4) 2 m knolliger, sandiger, glimmerreicher, rotbrauner Nummulitenkalk. Die kalkigen Knollen enthalten massenhaft Nummuliten, wovon wir die folgenden Spezies bestimmen konnten :
- N. millecaput* Boubée, selten
N. helveticus Kaufmann, reichlich
N. aff. uranensis de la Harpe, 1883
A-Formen des *Perforatusphylums*
Discocyclinen
- Unter den A-Formen, die nicht näher untersucht wurden, tritt eine Form auf, die sich vom häufigen Schiffchen-Querschnitt des *N. helveticus* durch grössere Dicke deutlich unterscheidet und sich nach dem Verlauf der Spirale und der Septenzahl der A-Form des *N. puschi* d'Arch. annähert.
- Transgressionsfläche
- (3) + (2) Drusbergsschichten. Am Kontakt zum normal darauf transgredierten Tertiär scheint ein stark verkieselter Fossilhorizont (3) aufzutreten, sodass hier innerhalb der Drusbergsschichten eine

ähnliche Schichtfolge anwesend ist, wie im Profil des Muttseeplateaus Niveaus (1) - (2) von Profil 4

Schuppungsfläche

(1) x + 4 m Globigerinenschiefer der Torkopfschuppe

Die Tertiärprofile der tektonischen Lamellen I und II sind offenkundig oben tektonisch abgeschnitten, jedoch dürfte in der Serie der Lamelle III, die sich nach oben bis in die Globigerinenschiefer erstreckt, das Profil der basalen Nummulitenbildungen stratigraphisch ziemlich komplet und ungestört sein. Es ist zu beachten, dass in der Lamelle I, wo das Tertiär auf Drusbergsschichten transgrediert, an der Tertiärtransgressionsfläche noch ganz analoge Verhältnisse herrschen, wie in der Muttewändli-Schuppe, dass aber in den beiden höheren tektonischen Lamellen das Tertiär wieder auf Schrätenkalk, also ein jüngeres Kreideniveau transgrediert, wie im S-Teil der Muttseeplateau-Scholle und am N-Ende der Biferten-Elemente.

Die Drusbergsschiefer (2) verlängern sich über den liegenden Globigerinenschiefern (1) als schuttbedecktes Band nach N bis zum Oberlauf des Wildwüestibachs. Nachdem alle Lamellen der Vorderen Nüschenegg dort gegen N ausgekilt sind, vereinigt sich das hangende Globigerinenschieferband (14) mit dem liegenden Globigerinenschieferband (1) des Profils 5 und es kann hier auch der Kistenpassweg auf dieses untere Band absteigen und auf demselben, stets über dem Kalkwändchen der liegenden mesozoischen Serie der Torkopf-Schuppe verbleibend, nach N laufen bis zum "Tor". Hier kreuzt unmittelbar S vom Torkopf, P. 2057, 9, dem markanten Wächter der unterliegenden Baumgartenalpen, eine Verwerfungsfläche des bekannten, allgemein NW-streichenden Querbruchsystems des Limmerngebietes die Kalkplatte der Torkopf-Schuppe und setzt den Torkopf vom südlich anschließenden Teil der Platte ab. Hierdurch ist eine Bresche entstanden, durch welche der Kistenpassweg auf bequeme Weise die Wandstufe der Torkopf-Schuppe überwindet.

Der Torkopf bietet ein ausgezeichnetes stratigraphisches Profil, das vom Malm, mit welchem die Serie der Torkopf-Schuppe unten beginnt und dem liegenden Globigerinenschiefer von Ober-Baumgarten aufgeschoben ist, über die Kreide nach oben führt bis in ein normal mit der letzteren verbundenes Alttertiärprofil. Die Sukzession wurde von OBERHOLZER, 1933, (p. 277), ziemlich im Detail beschrieben. Im Widerspruch mit dem dort Mitgeteilten wurde in der Kartierung 1 : 5000 für das Limmernwerk hier das Alttertiär direkt auf Oehrlikalk liegend gezeichnet, während schon die Austernfunde von Oberholzer die Anwesenheit auch von Kieselkalk-Drusbergsschichten bewiesen haben. In der letzten, unmittelbar unter der Transgressionsfläche des Tertiärs liegenden Kreidekalkbank fand ich Milioliden und Bryozoen; offenbar ist auch noch Schrätenkalk vorhanden.

Profil 6 : Torkopf (Koord. 719 240/192 890, 1920 - 2215 m)

Den obern Abschluss bildet die vom Nüschenstock gegen N absteigende Wand von Taveyannazsandstein. An der Untergrenze derselben beobachtet man zunächst noch Uebergangsschichten.

- (18) 10 m Taveyannazsandstein vom Typus IV, wie er normalerweise in diesen Grenzschiefern gegen die unterliegenden Globigerinenschiefer zu beobachten ist.
- (17) 25 m Typische, aber ziemlich phyllitische Globigerinenschiefer mit häufig auftretenden Globigerinen, die meistens in den kalkigeren Partien angereichert sind. Im Dach schalten sich einige Mergelbänke ein.
- (16) 1 m Discocyclinenkalk ? Dieser ist leider sehr stark rekristallisiert. Zahlreiche Calcitadern durchsetzen diesen Kalk lagig. Bläuliche, dunkle "Schiffchen" könnten Discocyclinen sein!
- (15) 15 m glimmerreiche, sandige Mergelschiefer mit Globigerinen, Typus "Schistes gréseux fauves".
- (14) 15 m Quarzsandstein mit Uebergang zu echtem Quarzit. Letzterer spaltet parallelepipedisch. Unten führt dieser noch kleine Nummuliten und Discocyclinen, sp., die aber sehr bald aussetzen, womit der Quarzit gänzlich steril wird.

(13) 1,5 m rostig verwitternder, sehr mürber Sandkalk mit:

N. aff. uranensis de la Harpe 1883, häufig
N. millecaput Boubée var. *tenuissima* A. Heim
N. helveticus Kaufmann, massenhaft
Discocyclinen

Die Transgressionsgrenze zum Schrattenkalk ist scharf und ohne irgendwelche mergelige Zwischenbildung. Der darüberliegende Quarzit und der Schrattenkalk bilden eine gemeinsame Wand als Geländestufe. Der Kontakt ist hier meistens mit Rasen zugedeckt, wegen des mürben, sehr schnell verwitternden Sandkalkes. Er wird meistens durch die rostig-schwarze Erde angedeutet. Am Torkopf selbst ist der Kontakt sehr schwer zugänglich, hingegen unmittelbar südlich des Torweges, am nächstfolgenden Felskopf, lässt sich dieser gut studieren. Der Nummulitenkalk geht im Dach allmählich in den Quarzsandstein über.

Transgressionsfläche

(12) 4 m Schrattenkalk. Vergleiche auch J. OBERHOLZER, 1933 (p. 340), wo dafür 8 m angegeben werden, was mir aber zu hoch geschätzt scheint. Dichter, leicht spätiger, salinischer, bläulicher Kalk mit bräunlichem Stich. Ziemlich stark metamorph. Zahlreiche Calzitadern, mit Quarz vermennt, durchziehen das Gestein netzartig. J. Oberholzer nennt den Kalk steril, mit der Lupe lassen sich Milioliden und zahlreiche Bryozoen erkennen.

Nach J. OBERHOLZER, 1933 (p. 316), folgen nun Drusberg- und Kieselkalkschichten:

(11) Drusbergsschichten:

b) 3 m gelblichgrau anwitternder, hellgrauer Kalk mit vereinzelt Austern ("Sinuata-schichten").

(10) a) 6 m dicke graue Mergelschiefer

(9) Kieselkalk: 6 m schwarzgrau anwitternder, innwendig dunkel blaugrauer Kalk mit kleinen vorragenden, länglichen Knollen und Wülsten, dünnplattig (wohl infolge Quetschung), zu oberst in eine bräunliche Echinodermenbreccienbank übergehend.

(8) 5 m grobspätige, dunkle Valanginienechinodermenbreccie. Hellgelblich anwitternd. Wändchenbildner.

(7) 1 m dünne, sandige Mergelbank. Diese Bank ist identisch mit der von Oberholzer unter c) angeführten obern Abschlussbank des Oehrlikalks und offenbar auch mit der analogen Bank (2) des Profils 7 a (cf. p. 48).

(6) 35 m Oehrlikalk, J. Oberholzer, 1933 (p. 289), gibt folgendes, von der Oberbaumgartenalpschuppe stammendes Detailprofil:

c) "Etwa 3 m etwas gelblich anwitternde Kalkbänke, im untern Teil ziemlich dicht, blaugrau, im obern Teil oolithisch, aussen rau von massenhaft Fossiltrümmern. Zahlreiche Exemplare einer Auster. Nach oben rasch in eine dünne, sandige Mergelbank übergehend.
- Darüber grobspätiger Valanginienkalk."

b) "1 - 1,5 m etwas rostig anwitternder, innen dunkelgrauer, etwas spätiger, dünnplattiger bis schieferiger Kalk."

a) "Etwa 35 m bläulichgrauer Kalk, teils massig dickbankig, teils dünnbankig, mehr oder weniger oolithisch, in den obersten Bänken ziemlich dicht."

Die "Ooide", wahrscheinlich grösstenteils gerollte Echinodermentrümmer, machen sich auf der hellgrauen Anwitterungsfläche in Form von gedrängt stehenden, etwas vorragenden, runden Körnern bemerkbar. Das Gestein zeigt auf der Anwitterungsfläche oft kleine blassrote

Flecken und ist stellenweise auch inwendig ausgesprochen blass violettrot.

- (5) 15 m Zementsteinschichten, stark kalkig; dünnplattiger bis schieferiger, etwas toniger Kalk. Steile Rasenterrasse bildend. J. OBERHOLZER, 1933 (p. 277) .
- (4) 30 m Korallenkalk. J. OBERHOLZER, 1933 (p. 277) beschreibt diesen als typisch, folgendermassen: hellgrauer, dichter, massiger Kalk, der eine senkrechte Wand bildet.
- (3) 5 m Vegetation. (L. W. WYSSLING, 1950 (p. 99) , gibt an, dass allgemein die Malmbreccie eine gegenüber der nachfolgenden Korallenkalkwand zurückwitternde Kehle bildet. Auch hier könnte wohl unter dem Rasen Malmbreccie und ev. unterer Korallenkalk versteckt sein.
- (2) 20 m Quintnerkalk. In der Profillinie sind davon nur 8 - 10 m aufgeschlossen, weitere 10 m aber noch unterhalb des Rastplatzes am Fusse des Torkopfs.
- (1) x m Globigerinenmergel. Diese sind im Verband mit dem Tertiärzug der Ober Baumgartenalp.

Es ist zu beachten, dass hier in der Torkopf-Schuppe das Alttertiär mit der ganzen mesozoischen Unterlage in normalem Verband geblieben ist und insbesondere, dass es hier wiederum auf den Schrattekalk transgrediert.

5. Nummulitenbildungen in der grossen Globigerinenschiefermulde zwischen Torkopf-Schuppe und Unter-Baumgarten

Wie schon in der tektonischen Einleitung betont, ist das N-Ende der Torkopf-Schuppe der letzte Punkt, wo gegen N hin das Alttertiär in normalem Verband mit der mesozoischen Unterlage gefunden wird. In der tiefergreifenden komplexen Globigerinenschiefermulde, welche die Unterlage der Torkopf-Schuppe bildet, findet man eine grössere Anzahl von tektonisch losgerissenen Lamellen von Nummulitenbildungen frei im Globigerinenschiefer schwimmend. Auch hier tragen die von unten, vom Limmermtobel her, nach oben in die Globigerinenschiefermulde emporstossenden Schuppenkeile von mesozoischen Kalken keine normal dazugehörige Hülle von basalen Alttertiärbildungen, wie dies von Oberholzer in der Karte und den Profilen schematisch angegeben worden ist, sondern alle diese Vorkommen sind tektonisch durch Globigerinenschiefereinlagen von der mesozoischen Unterlage abgetrennt.

a) Die Tertiärzone von Ober-Baumgartenalp

Eine erste "Teilmulde" von Alttertiär, die Schuppe von Ober-Baumgartenalp, keilt sich ein zwischen die hangende Torkopf-Schuppe und den ersten der darunterfolgenden weiteren antiklinalen Keile von mesozoischen Kalken. Während die Kalke der letzteren die Wandstufe aufbauen, welche das Gelände von Ober-Baumgarten von Unter-Baumgarten trennt, so bilden die weichen Globigerinenschiefer der darüber folgenden Tertiärzone, welche wir die "Mulde von Ober-Baumgarten" nennen können, sanftere Weidhänge, die sich nach oben ausdehnen bis an den Fuss der höheren, abrupten Wandstufe des überschobenen Malms der Torkopf-Schuppe. Zwischen der Oberkante des Malm-Kreide-Wändchens der Ober-Baumgartenschuppe, welche in nördlicher Richtung von 1650 m allmählich bis 1800 m ansteigt, und der in 1800 - 1950 m Höhe darüber hinweglaufenden Fluh des Torkopfmalmes beträgt die Mächtigkeit der trennenden Tertiärzone, die von den Weiden von Ober-Baumgarten eingenommen wird, maximal etwa 100 m. Gegen S keilt die Tertiärzone am südlichen Ende der Alpterrasse von Ober-Baumgarten aus, wo schliesslich die trennende Scherfläche zwischen den liegenden Kreidekalken der Schuppe von Ober-Baumgarten und dem darüber überschobenen Malm der Torkopf-Schuppe in die unzugänglichen Malmwände des Limmermtobels absteigt.

Nach der Karte von Oberholzer ist die aus Malm und Unterkreide bestehende Wandstufe der Schuppe von Ober-Baumgartenalp an ihrer Oberkante gegen die Weiden von Ober-Baumgartenalp regelmässig von basalen Nummulitenbildungen begleitet, sodass man annehmen könnte, diese transgredierten hier direkt auf die Unterkreide. Im Dach des Globigerinenschieferkerns der "Mulde von Ober-Baumgartenalp" sieht man in der Karte weitere Linsen von basalen Nummulitenbildungen eingetragen, welche dort die Rolle einer Art hangenden Verkehrtchenkels der Mulde oder eines zerrissenen Mittelschenkels der Torkopfantiklinalen zu spielen scheinen.

J. OBERHOLZER, 1933 (p. 397/98) , hat auch ein Detailprofil der erstgenannten Nummulitenbildungen am untern Rande der Terrasse von Ober-Baumgarten gegeben. Nach seinen Angaben endet die Kreideserie der Schuppe von

Ober-Baumgarten hier gegen oben mit dem Kieselkalk, dessen Vorkommen ich aber trotz angestrengtem Suchen entlang der Basis der Terrasse von Ober-Baumgarten nicht bestätigen kann.

An den beiden, unten noch näher zu bezeichnenden Stellen der Abendweidrus (Profil 7 a) und einer Rus "I de Sätz" (Profil 7 c), wo der Kontakt der Kreide mit dem hangenden Tertiär allein völlig durchgehend aufgeschlossen ist, zeigte sich eindeutig, dass die Serie der Kreide nach oben mit dem stark echinodermenbrecciösen Valanginienkalk abschliesst. Zugleich erkennt man, dass dieser Kontakt von Kreide und nachfolgendem Tertiär kein normaler, sondern ein tektonischer ist. Dies ergibt sich daraus, dass sich an diesem Kontakt von dem Profil der Abendweidrus gegen N zu mit zunehmender Mächtigkeit Globigerinenschiefer einschalten, welche die nachfolgenden Nummulitengesteine von der Kreideunterlage trennen. Auch nach der Angabe von J. Oberholzer selbst folgen in diesem Profil, das er nördlich des Wildwüestibaches, d.h. in der Gegend der neuen Alphütte, P. 1828, aufgenommen hat, auf die Kreide zuerst 15 - 20 m "stadschieferähnliche Mergelschiefer". In der Tat findet man auch ausserhalb der genannten beiden besten Profile an der Oberkante der Wand der Kreidekalke verschiedene kleine Aufschlüsse von Globigerinenschiefer und es ist sehr wahrscheinlich, dass N vom Wildwüestibach das ganze Rasenband, das dort die Oberkante der Wand der Kreidekalke vom höheren Wändchen der Nummulitengesteine trennt, auf welchem die neue Hütte P. 1828 steht, von Globigerinenschiefern gebildet wird. Diese können hier tatsächlich die von Oberholzer angegebene Mächtigkeit von 20 m erreichen. Es ist deshalb unzweifelhaft, dass der entlang dem untern Rande der Weiden von Ober-Baumgartenalp sich durchziehende Zug von Nummulitengesteinen der unterliegenden Kreide der Schuppe von Ober-Baumgarten nicht unmittelbar auflagert, sondern durch Globigerinenschiefer getrennt bleibt.

Wenn nun Oberholzer trotzdem in der Karte die basalen Nummulitenbildungen in direktem Kontakt mit der Kreideunterlage einzeichnet, so ist dies wohl nicht nur wegen der Einschränkung durch den kleinen Kartenmasstab geschehen; sondern es ist zu berücksichtigen, dass Oberholzer allgemein der Ansicht war, dass das Alttertiär hier - d.h. in diesem nördlichen Abschnitt des Parautochthonen und im Autochthonen - im stratigraphischen Normalprofil unten mit einer Schieferlage beginne, wie dies von ihm l.c., p. 397 zuoberst deutlich ausgesprochen wird. Diese Annahme beruhte vor allem auf der Interpretation der auch von uns weiter unten noch zu besprechenden Profile des Furbaches (vergl. l.c. Fig. 73) und des Bodenbaches (Eggl).

Seitdem nun in dem letzteren Profil durch W. BRÜCKNER (1946c) nachgewiesen worden ist, dass es sich bei dieser vermeintlichen Mergelbildung der Tertiärbasis um ein Relikt von Drusbergschiefer handelt, welche die transgressiven Nummulitenbildungen des Tertiärs unterlagern, so fällt das Bodenbachprofil als Hauptbeispiel für das Vorkommen einer solchen tertiären Schieferbildung an der Basis des Profils der basalen Nummulitenbildungen aus.

Es sind deshalb auch die Profile von Ober-Baumgarten neu zu interpretieren. Hier hat offenbar Oberholzer in der Karte die ihm bekannte Schieferbildung an der topographischen Untergrenze des Tertiärprofils, da er sie für den stratigraphisch normalen Beginn der auf die Kreide transgredierte Alttertiärserie ansah, in die Signatur der nachfolgenden Nummulitengesteine miteinbezogen. Hier handelt es sich nun bei dieser Schiefereinschaltung sicher nicht um irgendwelches Niveau von Kreidemergeln, sondern unzweifelhaft um ganz normale Globigerinenschiefer voll von Globigerinen, deren Einschaltung zwischen liegenden Valanginienkalk und hangende Nummulitenschichten nur tektonisch erklärt werden kann.

Offenkundig sind innerhalb der Tertiärzone der Terrasse von Ober-Baumgarten, wie dies schon die Oberholzer'sche Darstellung zeigt, zwei Züge von Nummulitengesteinen zu unterscheiden:

- a) Der untere Zug, der dicht über der Oberkante des Kreidewändchens der Schuppe von Ober-Baumgarten entlang geht, aber durch die eben besprochene dünne Lamelle von echtem Globigerinenschiefer davon getrennt bleibt. Profil 7 b.
- b) Durch eine zweite Globigerinenschieferzone von grösserer Mächtigkeit, welche man bisher als normalen Muldenkern betrachten konnte, vom unteren Zug getrennt folgt an der Oberkante der Terrasse ein zweiter, stellenweise zu mächtigen Linsen anschwellender Zug von Nummulitengesteinen, der direkt vom Malm der Torkopf-Schuppe überschoben wird (Profil 7a). Diesen oberen Zug hat OBERHOLZER (p. 8) als Rest eines verkehrten Mittelschenkels der Torkopf-Schuppe betrachtet.

Nach meinen Erhebungen handelt es sich nun - wie schon die Einschaltung von Globigerinenschiefern an der Basis des unteren Zuges von Nummulitengesteinen erwarten lässt - in der ganzen Tertiärzone keineswegs um eine einfache muldenartige Lagerung des Tertiärs mit der mächtigeren der beiden Globigerinenschieferzonen als innerem Muldenkern. Sondern beide Züge von Nummulitengesteinen zeigen in sich stratigraphisch verkehrte Lagerung und

die sie jeweiligen begleitenden, d.h. unterlagernden Züge von Globigerinenschiefen könnten im Prinzip ebenfalls verkehrt liegen.

Es handelt sich also auch in dieser Tertiärzone um eine Verschuppung von Lamellen aus basalen Nummuliten-schichten, welche von ihrer ursprünglichen Kreideunterlage völlig abgelöst sind; eine Verschuppung, wie wir sie schon an der Vorderen Nüschenegg kennen gelernt haben, nur dass im letzteren Falle wegen der Beteiligung von Kreidelamellen innerhalb des Schuppengebäudes leichter zu erkennen war, dass es sich nicht um stratigraphisch normale Tertiärprofile handeln konnte.

Dies war zum Verständnis und zur Bedeutung der nachstehend zu beschreibenden Detailprofile vorzuschicken.

Die Aufschlüsse des Tertiärs auf der weidbedeckten Terrasse von Ober-Baumgartenalp sind beschränkt und müssen zusammen kombiniert werden. Drei Bachrinnen durchqueren die Terrasse und gewähren Einblick in den zur Hauptsache unter den Grashängen verborgen bleibenden Bau der Tertiärzone.

- a) Der Hauptquellast des Wildwüestibaches, 250 m S der neuen Alphütte P. 1828 .
- b) Die Abendweidrus, ein südlicher Seitengraben des Wildwüestibaches, welcher etwa 500 m S von jener Hütte und etwa 200 m S vom alten Sentenstall die Terrasse quert. Er trennt einen südlichen Teil der Alpterrasse ab, der "I de Sätz" genannt wird.
- c) Eine steile Rus, welche das S-Ende der letztgenannten Weide "I de Sätz" mit der schon unterhalb der Kalkwände der Schuppe von Ober-Baumgarten gelegenen tieferen Terrasse "I de wielische Sätz" verbindet.

Im Wildwüestibach ist der Kontakt der Unterkreidewand mit dem nachfolgenden Tertiär nicht aufgeschlossen, wohl aber in der Abendweidrus, welche einen von den Kreidekalken der Schuppe von Ober-Baumgarten bis zur Malmüberschiebung der Torkopf-Schuppe durchgehenden Aufschluss durch die ganze Tertiärzone liefert, der nachstehend in Profil 7 a dargestellt ist. Während aber der untere Zug von Nummulitengesteinen in diesem Profil nur schwächlich entwickelt ist, so gelangt er N vom Wildwüestibach, wo Oberholzer sein Profil aufgenommen hat, in dem unter der Alphütte aus dem Weidhang herausstehenden Wändchen zu besserer Entwicklung und ist dort durch das bis 20 m Mächtigkeit erreichende unterliegende Globigerinenschieferband auch noch stärker von der Kreidewand abgetrennt. Das Profil dieses unteren Zuges ist deshalb durch ein N von der Alphütte P. 1828 aufgenommenes Profil 7 b des besagten Wändchens zu ergänzen. Ein weiteres Profil 7 c des unteren Zuges von Nummulitengesteinen ist weiter S aufgeschlossen, wo die oben unter c) bezeichnete Rus, über die Kreidekalkstufe der Schuppe von Ober-Baumgartenalp heraufkommend, die Terrasse von "I de Sätz" erreicht.

Profil 7 a : Abendweidrus von Ober-Baumgarten

- | | | |
|------|----------|--|
| (14) | | Ueberschiebungsfläche des Malms der Torkopf-Schuppe, Kote 1830 . Diese ist messerscharf und ohne zwischengeschalteten Globigerinenschiefer |
| (13) | ca. 32 m | knollige, geschieferte N. Kalke voller N. helveticus Kaufmann. Sandkalkbänke mit kleinen N. helveticus Kaufmann |
| (12) | 10 m | sandige, glimmerhaltige, Rostflecken aufweisende Mergelschiefer; Pectinitenschiefer ? |
| (11) | 3,5 m | harte Kalkbank mit Disc. |
| (10) | 12 m | analog (5) mit A-Formen des Perforatusphylums |
| (9) | 1 m | fast steriler, zäher Kalk mit Discocyclinen |
| (8) | 50 m | Globigerinenschiefer, der unten oder oben von einer tektonischen Trennungsfläche begleitet sein muss |
| (7) | 1 m | plattiger Discocyclinenkalk mit massenhaft :
Discocyclinen (nicht über Ø 10 mm) |

N. millecaput Boubée var. *tenuissima* (vereinzelt)

An den frischen Bruchstellen ist der Kalk dunkelblaugrau, er verwittert rostig mit Stich ins gelbliche und weist einen charakteristischen silbrigglänzenden Aspekt auf.

- (6) 1,5 m zäher, rauher Quarzsandstein mit hervortretenden, milchfarbigen Quarzkörnern, die bis zu 2 m/m gross sein können. Rostig anwitternd. Anscheinend steril.
 - (5) 0,1 m dunkelblauer bis schwärzlicher, glimmersandiger, mergeliger Kalksandstein mit Nestern von Pyritanhäufungen
 - (4) 0,5 m phyllitische Globigerinenschieferlamelle. In den kalkigeren Partien sind massenhaft Globigerinen erkennbar
- Tektonische Trennung
- (3) 1,5 m grobspätiger, echinodermenbrecciöser Valanginienkalk
 - (2) dünne, sandige Mergellage
 - (1) Oehrlikalk

Oberkante der Kalkwand auf ca. 1725 m.

Profil 7 b : Nummulitenkalk unter der Alphütte bei Punkt 1828

- (7) Terrasse, auf welcher der neue Stall steht, bei P. 1828, nicht aufgeschlossen, wahrscheinlich aber von Globigerinenschiefer unterlagert.
- (6) 3 m Discocyclinenkalk, bläulichfarbig, schieferiges Niveau. Aufschluss direkt vor dem Stall, P. 1828
- (5) 4 m Complanatenschicht
N. aff. uranensis de la Harpe, 1883, selten
N. helveticus Kaufmann, massenhaft
N. millecaput Boubée
N. millecaput Boubée, var. *tenuissima* Arn. Heim
N. striatus Brug.
Discocyclinen ($\varnothing$ bis 8 m/m), reichlich
- (4) 2,5 m mürber, stark sandiger Kalk
- (3) 6 m grobkörniger Quarzsandstein, nach oben übergehend in einen 2,5 m mächtigen, sterilen Sandkalk mit herausgewitterten, länglichen Löchern, der mürbe anwittert, z.T. knollig ausgebildet
- (2) 15 - 20 m Grasband mit Wegspuren, Globigerinenschiefer, grösstenteils verdeckt. In den kleinen Erosionsanrissen (ca. 140 m N vom neuen Stall, P. 1828) sind Globigerinenschiefer aufgeschlossen
- (1) Kreidekalkwandstufe der Ober-Baumgartenalp-Schuppe

Profil 7 c : "I de Sätz", (Koord. 718 400/191 875)

Hier folgen sich topographisch von oben nach unten :

- | | | |
|-----|--------|---|
| (6) | 15 m | steriler Quarzsandstein |
| (5) | 8 m | schlecht aufgeschlossen, analog glimmer- und pyritreicher, mergeliger, schwärzlicher Kalkschiefer wie (5) des Profils 7 a |
| (4) | 2 m | stark geschieferter, silberglänzender Complanatenkalk mit <i>N. millecaput</i> Boubée var. <i>tenuissima</i> Arn. Heim, analog (5) des Profils 7 c |
| (3) | 2 m | Vegetation |
| (2) | 3 m | Discocyclinenkalk, hell anwitternd, feinblättrig. Die Discocyclinenquerschnitte werden bis 20 mm lang. Anscheinend ohne Nummuliten. Dieser zeigt nach oben den Uebergang zu einem Sandstein an. |
| (1) | 0,5 mm | Valanginienechinodermenbreccie auf Oehrlkalk |

Vorgängig späterer Besprechung der stratigraphischen Bedeutung dieser Profile kann hier zunächst folgendes festgestellt werden :

- a) Es ist offenkundig, wie oben vorausgeschickt, dass zwei Serien von Nummulitengesteinen vorhanden sind. Der untern Serie entsprechen in Profil 7 c die Schichten (2) - (6), in Profil 7 a Nrn. (6) - (7) und in Profil 7 b Nrn. (3) - (6). Die obere Serie erscheint in den hier detailliert wiedergegebenen Profilen nur in dem vollständig durchgehenden Profil 7 a der Tertiärzone von Ober-Baumgarten, sie ist aber auch N und S des Grabens der Abendweidrus in Kontakt mit dem hangenden Malm der Torkopf-Schuppe noch vorhanden, nur nicht so vollständig aufgeschlossen. S der Abendweidrus sieht man verschiedentlich einzelne Niveau der Nummulitenschichten aus dem Grashang herausstehen und für sich Detailfalten beschreiben.
- b) Ferner bemerken wir, dass in der untern Serie, wenn wir die verschiedenen Profile vergleichen und kombinieren, im Prinzip die folgende Sukzession vorhanden ist : Zuunterst, am Kontakt mit dem basalen Globigerinenschieferzug, liegen reine Discocyclinengesteine, dann folgen nach topographisch oben ziemlich mächtige Quarzsandsteine und erst zuoberst liegt die Hauptmasse der Nummulitenkalke mit grossen Nummuliten. Vergleichen wir dies mit den vorangehend dargestellten Profilen der anschliessenden südlichen Regionen, so müssen wir zum Schluss kommen, dass diese untere Serie von Nummulitengesteinen der Zone von Ober-Baumgarten offenbar verkehrt liegt und in dieser verkehrten Lagerung gegen topographisch unten mit dem Globigerinenschiefer des tiefsten Globigerinenschieferzuges verbunden ist.

In der höheren Serie von Nummulitengesteinen findet man eine im Prinzip analoge Anordnung von Quarzsandstein topographisch unten und der Hauptmasse der Nummulitenkalke oben. Auch hier ist verkehrte Lagerung anzunehmen.

- c) Das Alttertiär der Zone von Ober-Baumgarten steht mit der Kreide der Schuppe von Ober-Baumgarten in keinem normalen Kontakt und besteht effektiv aus zwei schuppenartig aufeinanderlagernden verkehrten Serien von basalen Nummulitenschichten, welche dicht an ihrer ursprünglichen Untergrenze von der ursprünglichen Kreideunterlage abgetrennt sein müssen, und jeweiligen nachfolgenden Globigerinenschiefern.

b) Tertiärkeile zwischen Ober- und Unter-Baumgartenalp

In diesem Gebiet greifen die tertiären "Muldenkeile" am tiefsten zwischen die mesozoischen Kalke hinunter und trennen so das ganze hangende Schuppengebäude der mesozoischen Hülle des nördlichen Aarmassivs deutlich von der grossen Malmschuppe von Unter-Baumgarten, welche schon der südlichen Rückenpartie der autochthonen Tiefehdkuppel, d.h. der mesozoischen Hülle des Erstfeldermassives angehört.

In diese tiefste Muldentrennung ragen nun von unten noch zwei kürzere antiklinale Keile hinein, welche "Üeliplanggen-Schuppe" und "Geissberg-Schuppe" genannt worden sind. Die kurze Spitze der unbedeutenden "Üeliplanggen-Schuppe" ragt nur wenig in die Globigerinenschiefermulde vor, welche sich zwischen die Schuppe von

Ober-Baumgarten und den relativ etwas weiter nach N vorgestossenen Kreidekalkkeil der Geissberg-Schuppe einschiebt. In der Umhüllung der Üeliplanggen-Schuppe finden wir keine zugehörigen Nummulitenschichten. Normalstratigraphisch aufliegende Nummulitenschichten finden sich erst wieder in der Umhüllung der nördlichen spitzen Endigung der Kreidekalke der Geissberg-Schuppe und weiter auch innerhalb der "Teilmulde" von Globigerinenschiefern, welche die letztere vom Rücken der Malm-Kreidekalke der Schuppe von Unter-Baumgarten trennt.

Diesem letzteren, tief eingreifenden Muldenkeil von Globigerinenschiefer folgt das Grasband, durch welches der Weg von Üelialp im Rücken der riesigen Malmwände von Tierfehd zur Alpterrasse von Unter-Baumgarten aufsteigt. "Geissberg" (Koord. 718 600/192 600) wird das vorspringende Felsband mit darüber liegender schmaler Terrasse genannt, das über der genannten Hohlkehle des Weges nach Unter-Baumgarten vorragt und über welches dann der Weg von Unter-Baumgarten weiter nach Ober-Baumgarten aufsteigt.

Die Serie der mesozoischen Kalke der Geissberg-Schuppe setzt im S ein in Form der mächtigen Felswand über Üelialp (Koord. 717, 750/191, 900), nimmt aber gegen N durch Zurückbleiben der tieferen Malmanteile rasch ab, sodass sie dort, wo sie vom Tobel des Wildwüestibaches gequert wird, an der S-Wand des Tobels nur noch aus wenigen Zehnern von Metern Korallenkalk und Unterkreide besteht, wie dies das nachstehend aufgeführte Detailprofil zeigt, das entlang dem Lauf des Wildwüestibaches aufgenommen ist.

Profil 8: Tertiär zwischen der Schuppe der Obern-Baumgartenalp und der Geissberg-Schuppe unten, entlang dem Bett des Wildwüestibaches, oberhalb der Bachverzweigung (Koord. 719 460/192 370) entlang der Abendweidrus

Ueberschiebung des Malms der Ober-Baumgartenalp-Schuppe, Kote 1625

- (10) Unterhalb dieses Kontaktes ist bis herunter auf Kote 1540 zunächst stark phyllitischer Globigerinenschiefer durchlaufend aufgeschlossen

Bachverzweigung

- | | | |
|-----|-------|--|
| (9) | 7 m | Discocyclinenkalk. Dichter, bräunlich-schwärzlich verwitternder Kalk bis Sandkalk mit massenhaft auftretenden kleinen (nicht grösser als 8 m/m) Discocyclinen. Er ist stark geschiefert und verwittert hell und silberglänzend. |
| (8) | 2,5 m | Bräunlicher Quarzsandstein mit scharfer Grenze. Auch dieser dünnt nach S zu sehr rasch aus. Er geht allmählich in (9) über |
| (7) | 10 m | Globigerinenschieferartiger Mergelkalk. Dieser keilt nach Süden zu sehr rasch aus, sodass er rechterhand des Bachufers, im Sinne des Aufstieges, nur noch als Lamelle zwischen dem Valanginienkalk und dem Quarzsandstein figuriert. |
| (6) | 3 m | grobspätige Valanginienechinodermenbreccie |
| (5) | 1 m | sandige Mergelbank |
| (4) | 35 m | Oehrlikalk |
| (3) | 15 m | Zementsteinschichten |
| (2) | 12 m | Malmkalk, Ueberschiebungsfläche der Geissberg-Schuppe bei Kote 1490 |
| (1) | x m | Globigerinenschiefer, die vereinzelt noch Quarzsandsteinlinsen enthalten, Vergl. p. 54 |

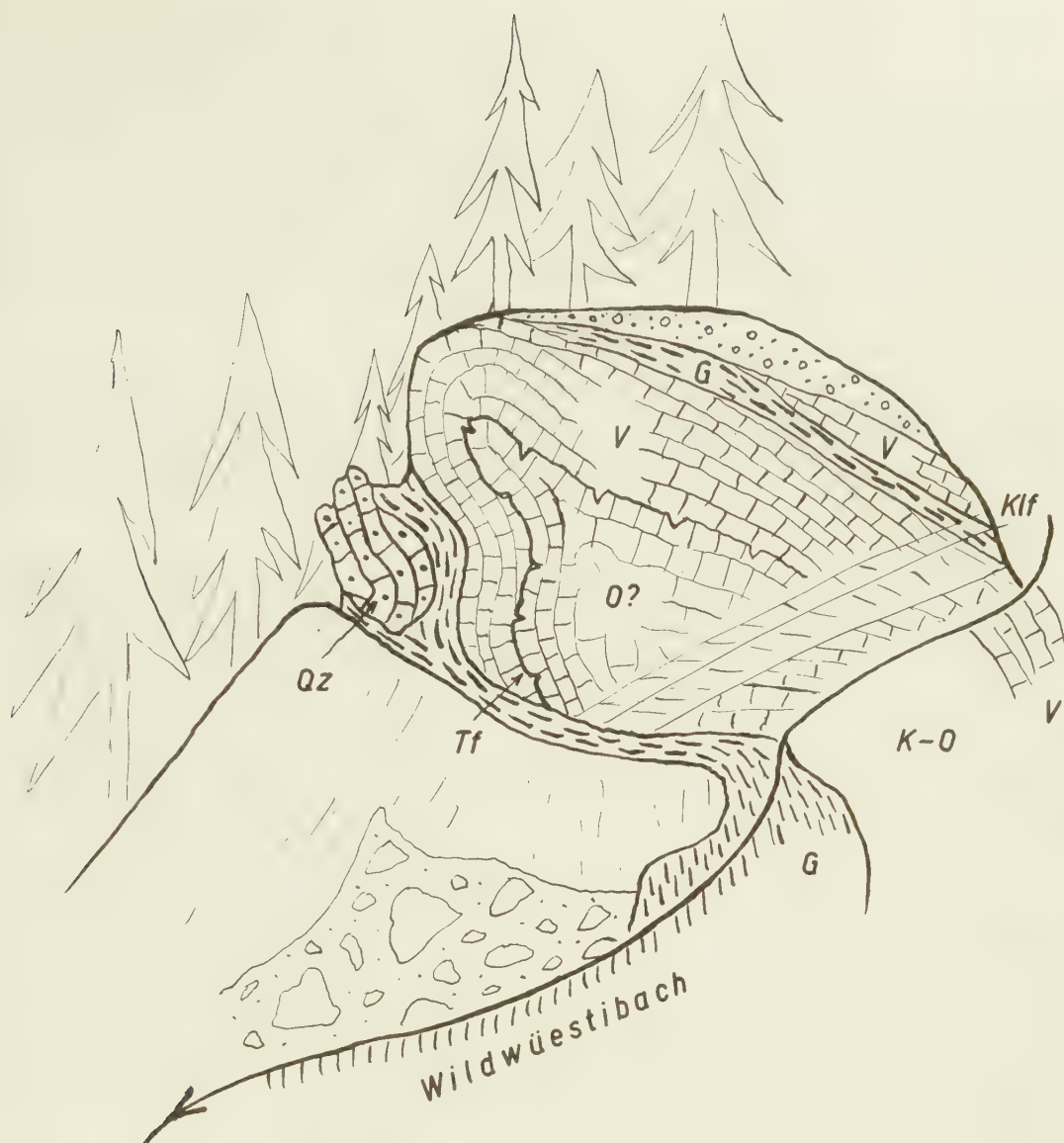


FIG. 2 STIRNUMBIEGUNG AM WILDWÜESTIBACH

- | | |
|-----|--|
| Qz | quarzitischer Sandstein |
| G | Globigerinenmergel |
| V | Valanginankalk |
| O | Oehrlikalk |
| K-O | Korallenkalk bis Oehrlikalk |
| Tf | transgressionsartige Fläche
im Valanginankalk |
| Klf | auffällige Kluftflächen, Bruch |

Von den am südlichen Bachufer noch vorhandenen mesozoischen Schichten des Profils 8 der Geissberg-Schuppe geht nur die oberste, der Valanginienkalk, eventuell an der Basis noch etwa Oehrlikalk begleitet, gegen N über den Bach und endet dort etwa 100 m weiter nördlich bereits mit einer hübschen, N-schauenden Stirnbiegung (Skizze Fig. 1, p. 51). Der Valanginienkalk erscheint von dem, den Kern des Fältchens bildenden Kalk, der möglicherweise noch Oehrlikalk darstellt, durch eine eigenartig scharfe Grenze getrennt, wie wenn hier eine Transgressionsfläche vorhanden wäre. Diese kleine Umbiegung am Fusse des Steilhangs des Geissberges bezeichnet die nördliche Endigung der normalen Schichtreihe der Geissberg-Schuppe. Den Globigerinenschiefer (6) (Profil 8) am Wildwüestibach sieht man als konformes dünnes Band sich um diese Stirnfalte herumschlingen und sich so mit dem Globigerinenschiefer (1) in der Unterlage der mesozoischen Serie verbinden. Anschliessend an die Globigerinenschiefer folgt N unterhalb der Umbiegung, ein einen markten Felszahn bildender Quarzit (Fig. 1, Qz), welcher möglicherweise (8) des Profils 8 entspricht.

Der Bau der nun über dieser Stirnendigung der eigentlichen Geissberg-Schuppe nach oben anschliessenden Steilhänge des Geissberges ist sehr kompliziert und besteht aus einer Reihe von schuppenartig aufeinander getürmten dünnen Lamellen, in denen auch noch Kreidesteine beteiligt sind, aber ohne dass sie mit der geschilderten, mit Stirnbiegung abschliessenden normalen Kreideserie der eigentlichen Geissberg-Schuppe noch in Verbindung stehen.

Steigen wir von dem Stirnfältchen der eigentlichen Geissberg-Schuppe längs dem Wandfuss des Geissberges gegen N empor, so findet man, dass der Quarzit nach oben, wie (8) im Wildwüestibach, in Discocyclinenkalk übergeht und dann von einem nur 3 m mächtigen Globigerinenschieferband bedeckt wird. Dieses bezeichnet im Prinzip die Basis der Globigerinenschieferserie, welche im Wildwüestibach und der Abendweidrus über 80 m Höhe einheitlich bis an die Ueberschiebung der hangenden Schuppe von Ober-Baumgarten hinaufgeht. Im Bereiche des Geissberges ist nun aber die Globigerinenschiefermasse durchschossen von den genannten Lamellen älterer Gesteine, und zwar folgt auf die erste, nur sehr schmale Globigerinenschiefereinschaltung als erste eingeschobene Lamelle eine Serie von noch etwas Korallenkalk, Oehrlikalk und Valanginienkalk, zusammen ein etwa 40 m mächtiges Felswändchen bildend. Im Hangenden folgt wiederum ein von den Globigerinenschiefen im Wildwüestibach ausgehendes, sich rasch auf etwa 5 m verengerndes, aber doch durch den ganzen Steilhang des Geissberges nach N durchziehendes Globigerinenschieferband. Es lässt am Kontakt mit der liegenden Kreidelamelle noch etwas sandigere Schiefer vom "Schistes gréseux fauves" - Typus erkennen, liegt somit wahrscheinlich stratigraphisch aufrecht. Darüber überschoben liegt eine weitere Lamelle aus Valanginienkalk, der nun in normalem Profil überlagert wird von Nummulitenkalk, Quarzsandstein und Discocyclinenkalk. Das auffällige oberste Felswändchen unter der Terrasse des Geissberges wird von diesen Nummulitenkalken gebildet, in denen man nordschauende Umbiegungen bemerken kann. Gegen das N-Ende des Wändchens sind am Rande der Terrassenfläche des Geissberges eben noch etwas sandige Schiefer ("Schistes gréseux fauves") aufgeschlossen, danach folgt Schutt.

Aus diesen lokalen Verhältnissen lässt sich vorläufig der Schluss ziehen, dass auch die Kreide der eigentlichen Geissberg-Schuppe kein unmittelbar zugehöriges Profil von transgredierenden Nummulitenschichten trägt. Dafür ist in der zuletzt besprochenen obersten Lamelle des Geissberges offenbar ein solches normales, aufrechtes Profil der basalen Nummulitenschichten in Transgressionskontakt mit unterliegendem Valanginienkalk vorhanden. Als auffällig wäre zu notieren, dass hier im Nummulitenkalk keine grossen Nummuliten zu bemerken sind.

c) Der Tertiärzug Üelialp - Unter Baumgartenalp

Dieser drückt sich morphologisch in der auffälligen Hohlkehle aus, durch welche der Weg von Üelialp nach Unter-Baumgarten aufsteigt. Die unter diesem Band folgenden Abstürze gegen Tierfehd bestehen aus der Malm-Kreide-Kalkserie der Schuppe von Unter-Baumgarten, deren Rücken von der Pantenbrücke gegen Unter-Baumgarten steil ansteigt, sich dann auf der Alpterrasse von Unter-Baumgarten flach legt und schliesslich gegen das Furbachtobel in eine Stirnbiegung übergeht.

OBERHOLZER, 1933 (p. 7/8), hat diese Verhältnisse schon besprochen. Er fand auf der Üelialp über dem Alpweg, d. h. topographisch in einem höheren Niveau des Tertiärbandes Aufschlüsse von Nummulitengesteinen, welche er als Reste eines verkehrten Mittelschenkels der Geissberg-Schuppe deutet und in der Karte auch in unmittelbarem Kontakt mit dem auflagernden Malm dieser Schuppe nach N fortsetzen lässt bis zum Anschluss an die "Nummulitengesteine", welche das oben besprochene und auch von Oberholzer bereits beobachtete Stirnfältchen der eigentlichen Geissbergserie am Wildwüestibach umhüllen. Oberholzer legte hier, wie auch bei den oben besprochenen Nummulitenkalken unmittelbar unter der Ueberschiebung des Torkopfmals, besonderen Wert auf die

Deutung dieser Nummulitenkalke als verkehrte Mittelschenkel, weil er darin einen Beweis dafür erblickte, dass die Schuppen des Parautochthonen aus der Uebertreibung normaler Falten hervorgegangen sind.

Von einem solchen einigermassen zusammenhängenden Vorkommen von Nummulitengesteinen an der Obergrenze der Tertiärzone gegen den aufgeschobenen Malm der Geissberg-Schuppe konnte ich aber nichts bemerken. Der unter die kleine Stirnfalte N des Wildwüestibaches eingeklemmte Quarzit setzt sich gegen S nicht weiter unter die Ueberschiebung der Geissberg-Schuppe fort; schon in dem benachbarten, gut aufgeschlossenen Profil 8 des Wildwüestibaches ist davon nichts mehr zu sehen. Jedoch sind weiter südlich über Üelialp, dort wo die ganze Tertiärzone gegen S sich verengert und schliesslich spitz endigt, am Fuss der Malmwand einige kleine Linsen von Nummulitenkalk zu bemerken.

Ein guter, südlichster Aufschluss A von Nummulitenkalk liegt dicht über dem Weg im steilen Waldhang NE der Hütten von Üelialp, P. 1085, 9, und ca. 60 m höher, Kote 1145 m (N-Ende bei Koord. 718 850/191 825). Am Weg selbst stehen etwas unterhalb dieses Nummulitenkalkaufschlusses A (an der ersten Spitzkehre des Weges über Üelialp) stark sandige, rostig anwitternde Mergelschiefer mit Pecten an, also Gesteine vom Typus Pectiniten- oder Hohgantschiefer (Aufschluss B) Kote 1130 m (Koord. 718 820/191 810).

Der Aufschluss C auf Kote 1170 (Koord. 718 860/191 930) befindet sich ca. 70 m nördlich des Aufschlusses A in der Bachrinne, die in den Erosionsanrissen in den Globigerinenschiefern unmittelbar südlich der Weidterrasse "I de wielische Sätz" beginnt und ca. 50 m NE der Pantenbrücke in den Sandbach mündet. Der Weg Pantenbrücke-Üelialp quert diesen Bach unmittelbar bevor dieser auf die Weide der Uelialp heraustritt zweimal. Der Fussweg Üelialp-Untere Baumgartenalp quert diese Bachrinne auf Kote 1210 m ein weiteres Mal.

Aus einer Kombination dieser verschiedenen Aufschlüsse ergibt sich hier folgendes :

Profil 9: Querschnitt durch die Tertiärzone der Üelialp, zwischen der Schuppe von Unter-Baumgarten und der Geissberg-Schuppe.

Hangendes : Malm der Geissberg-Schuppe

Ueberschiebungsfläche

Aufschluss A, von oben nach unten:

- | | | |
|-----|-------|---|
| (8) | 1,5 m | stark serizitisierte, silberglänzende Globigerinenmergel |
| (7) | 8 m | quarzitischer Sandstein mit herauswitternden, milchigen Quarzkörnern (bis $\varnothing$ 5 m/m).
Lagig struiert. |
| (6) | 4 m | stark geschieferter, silbriger Nummulitenkalk mit :
N. ? A-Formen des Perforatusphylums
N. helveticus Kaufmann
N. aff. uranensis de la Harpe 1883
N. millecaput Boubée
Discocyclinen, sp., max. 10 m/m |
| (5) | 2 m | stark schieferiger, blättriger, mehlig zerfallender Discocyclinenkalk. Bruch blau. Der Kalk enthält massenhaft kleine Discocyclinen |

Schutt

Aufschluss B : Kote 1170 (Koord. 718 860/191 930)

- | | | |
|-----|-----|---|
| (4) | 1 m | rostige, sandige Pectinitenschiefer mit Pecten sp. und Globigerinen. Topographisch oben scheinen diese Schiefer in einen Quarzit überzugehen. |
|-----|-----|---|

Schutt, wahrscheinlich Globigerinenmergel

Aufschluss C : Kote 1170 (Koord. 718 860/191 930)

- (3) 10 m hellbräunlich verwitternde, leicht sandige Mergelkalke, die nach oben allmählich in einen Sandstein übergehen. Der Sandstein enthält dann nicht selten Pyritknollen. Vereinzelt tritt milchiger Quarz auf ($\varnothing$ bis 2 mm). Nass ist das Gestein tief schwarz. Der trockene Bruch ist leicht mehlig
- (2) 1 m Globigerinenmergel. Diese nehmen nach Norden rapid an Mächtigkeit zu
- (1) Ohrlikalk mit vielen Fossiltrümmern. Rauhe, helle Oberfläche. Dicht und leicht spätig. Farbe bräunlich bis bläulich. Zur untern Baumgartenalp-Schuppe gehörend

Steigt man dem Weg nach weiter gegen Unter-Baumgarten empor, so findet man am oberen Ende der Kalberweid - im "Schwamm" - (Koord. 718 175/192 225) in den unter der Ueberschiebung der Geissberg-Schuppe liegenden Globigerinenschiefern, welche dem Niveau (8) Profil 9 des voranstehenden Detailprofils entsprechen, Quarzsandsteinlinsen eingeschaltet.

Weiter nördlich gelangt man an die Stelle, wo der Graben des Wildwüestibaches die Tertiärzone quert und hier sind, im Bachgraben durchgehend aufgeschlossen, von der Ueberschiebung der Malmkalke der Geissberg-Schuppe (Kote 1475 in Profil 8) an abwärts bis hinunter, wo der Bach in Kote 1400 über Malmkalk der Schuppe der Unter-Baumgartenalp gegen Tierfeld abzustürzen beginnt, ausschliesslich Globigerinenschiefer zu sehen. Von den vorstehend beschriebenen Einschaltungen von Quarzsandsteinen im oberen Teil, von Nummulitengesteinen im untern Teil der Globigerinenschieferzone ist hier nichts mehr zu bemerken.

Vom Wildwüestibachprofil nördlich aufwärts gegen die Terrasse der Unter-Baumgartenalp ist die Hohlkehle der Tertiärzone, weil diese wahrscheinlich weiterhin ausschliesslich von Globigerinenschiefern gebildet wird, durchlaufend mit Schutt und Weiden bedeckt, aus denen auf der Terrasse bei den Alphütten einzig einzelne Felsbuckel von Ohrlikalk herausragen. Geht man noch weiter nach N, so führt vom oberen Einstieg des Trittweges (Koord. 718 725/193 175) ein Kuhweg in NE-Richtung in das Band hinaus, in welchem die nördlichsten Weiden von Unter-Baumgarten gelegen sind. In diesem Band ist die nördliche Fortsetzung der Tertiärzone verborgen und man sieht auch vereinzelt Globigerinenschiefer aufgeschlossen unmittelbar über der hohen Kalkwand, mit welcher die Baumgartenterrasse zur Furbachschlucht abstürzt. Die Wand schliesst oben mit hellem Ohrlikalk ab. Nummulitenschichten, welche man in dieser unzugänglichen Wandoberkante auch aus der Ferne an ihrer besseren Bankung vom Ohrlikalk unterscheiden könnte, sind offenbar hier nirgends vorhanden. Auch in der ganzen Umhüllung der nun anschliessenden Stirnbiegung der Schuppe von Unter-Baumgarten, auch in den vom Furbachtobel aus tiefer unten wieder zugänglichen Teilen des in verkehrter Lagerung unter dem Malmkern absteigenden Ohrlikalkes, sind nirgends Nummulitenschichten zu finden. Die Nummulitenschichten, welche in der Gegend, wo der Trittweg die untere Furbachschlucht kreuzt, unter diesen Verkehrtchenkel der Unter-Baumgartenalp-Schuppenfalte einstecken, gehören der anschliessend noch zu besprechenden "Furbachlamelle" an und bleiben durchwegs durch Globigerinenschiefer vom verkehrtliegenden Ohrlikalk getrennt.

Betrachten wir nun die Situation des Tertiärs in der Umhüllung der Schuppe von Unter-Baumgarten und der sog. Mulde der Üelialp als ganzes, so ergibt sich:

- a) Die von Oberholzer als sog. Verkehrtchenkel der Geissberg-Schuppe angegebenen kontinuierlichen Aufschlüsse von Nummulitenschichten unmittelbar unter der Ueberschiebung dieser Schuppe beschränken sich auf linsenförmige Vorkommen von Sandkalken und Quarzsandstein ohne Nummuliten, welche ausserdem durch Globigerinenschiefer immer von der überliegenden Ueberschiebung getrennt bleiben.
- b) Die eigentlichen Vorkommen von Nummulitengesteinen oberhalb von Üelialp liegen eher näher der Rückenfläche der Schuppe von Unter-Baumgarten, bleiben aber auch von dieser durch einen Zug von Globigerinenschiefer getrennt. Ausserdem zeigt eine genauere Betrachtung, dass das Profil der Nummulitengesteine auch hier wieder stratigraphisch verkehrt liegt, indem die Nummulitenkalke in Profil 9 oben liegen, der Quarzsandstein aber topographisch darunterliegt. Diese Nummulitenschichten können aber auch nicht als verkehrte Serie zur Geissberg-Schuppe gehören, denn sie bleiben durch die Hauptmasse von Globigerinenschiefern, welche den "Kern" der Tertiärzone bilden, von der letzteren getrennt.

Schon E. WEBER hat in seinem Berichtmanuskript (1946) darauf hingewiesen, dass der Schuppe von Unter-Baumgartenalp eine zugehörige Umhüllung von normalen transgressiven Nummulitenbildungen fehle, sondern dass überall, wo dies sichtbar wird, Globigerinenschiefer direkt im Kontakt mit den mesozoischen Kalken stehen.

Was nun die Stratigraphie dieser Unterlage betrifft, so hat auch OBERHOLZER, 1933 (p. 289), die Kalke auf der Terrasse der Hütten von Unter-Baumgarten dem Oehrlikalk zugeteilt. Valanginienkalk stellte sich nach seiner Darstellung erst in der Serie von Ober-Baumgarten ein (p. 300). Nun haben wir oben bereits konstatiert, dass schon die normale Serie der Geissberg-Schuppe (Profil 8) Valanginienkalk enthält. Der gelblich grobspätige Valanginienkalk kommt wahrscheinlich auch in der Unter-Baumgartenalp-Schuppe vor, jedoch nur in den stürn-wärtigen Partien, wo über der Furbachschlucht eine gelblichrötliche Wandstufe erscheint.

Der Globigerinenschiefer, der mit dem Mesozoikum der Falte von Unter-Baumgarten in Kontakt steht, liegt dem Oehrlikalk oder an der Stirn ev. dem Valanginienkalk auf. Die Natur dieses Kontaktes zwischen Globigerinenschiefer und mesozoischer Unterlage bleibt später noch in einem grösseren Zusammenhang zu betrachten; fest steht auf jeden Fall, dass die Schuppe von Unter-Baumgarten keine zugehörigen transgressiven Nummulitenschichten zeigt.

6. Die "Tertiärmulde" N unter der Torkopf-Schuppe

Die verschiedenen Globigerinenschieferzüge mit losgelösten Nummulitenkalklamellen, welche sich im S, gegen die Limmernschlucht zu, zwischen die mesozoischen Schuppen verfangern, vereinigen sich gegen N, wo die letzteren ausspitzen, zu einer einzigen grossen Globigerinenschiefermasse. In dieser ist der grosse Felszirkus eingeschnitten, den die Zuläufe zum Furbach unterhalb der am weitesten nach N vordringenden Kalkplatte der Torkopf-Schuppe ausgeräumt haben. Zwischen der auf 1900 m dahinlaufenden Torkopfüberschiebung und dem am Trittweg Obbort - Unter-Baumgarten bei Kote 1140 m erfolgenden Uebertritt des Furbaches auf den Malm der Tierfehdauwölbung des Autochthonen ist dieser Kessel auf 800 m Höhe mit tektonisch zusammengehäuften Globigerinenschiefern erfüllt.

Innerhalb derselben wurden von Oberholzer in der Karte und den Profilen drei verschiedene Züge von Nummulitenkalk eingetragen:

a) Ein horizontalliegender, etwa entlang der Isohypse 1800 m durch den Zirkus des Furbachkessels verlaufender Zug. Hier sind bei genauerer Untersuchung in den steilen Erlenhängen zwei solcher Züge zu finden, wovon der eine tatsächlich in der Höhe 1800 m verläuft und offenbar die losgelösten Lamellen von Nummulitengesteinen im Hangenden der Schuppe von Ober-Baumgarten gegen N noch über die Stirn dieser Schuppe hinaus verlängert. Die untere Lamelle verläuft in Isohypse 1700 m und könnte eher die abgerissene Fortsetzung der Lamellen im Dach der Geissberg-Schuppe darstellen.

b) Ein im nördlichen Teil des Kessels zwischen den nördlichsten Zuflussgräben des Furbaches in steiler Stellung absteigender Zug von Nummulitengesteinen, der samt einer zugehörigen Linse von mesozoischer Unterlage ebenfalls frei mitten in den Globigerinenschiefern unter der Torkopfplatte schwimmt. Diesen Zug nenne ich kurz den "Furbachkeil" oder "Furbachlamelle". Wie auch Oberholzer darstellt, ist dieser Nummulitenkalkkeil an seiner S-Seite noch von einer Linse von Mesozoikum begleitet und wird mit der Farbe des Oehrlikalks bezeichnet (welche nach der Legende auch das übrige Neocom umfassen kann). In der Tat findet man, dass in dieser Linse auch der Kieselkalk deutlich vertreten ist und dass insbesondere am stratigraphischen Kontakt mit dem Nummulitenkalk zuletzt eine Mergelschieferbildung liegt, die offenkundig ganz analoge Drusbergschiefer darstellt, wie die Mergelschieferbildung an der Basis der Nummulitenschichten im Bodenbach, die von Brückner als Drusbergschichten erkannt worden ist. Dieser Zusammenhang ist nachher für die Deutung der Verhältnisse im Bodenbach besonders wichtig.

c) Ein weiterer, nach Oberholzer (p. 7 und Karte) von den vorigen völlig getrennter Zug von Nummulitengesteinen greift im Gebiet der Terrasse von Trittalpeli unter die überliegende Stirn der Falte von Unter-Baumgarten hinein und endet schliesslich gegen S als in die Malmkalke der Tierfehdauwölbung synklinal eingespitzter Keil. Die Verhältnisse an der Stelle, wo der Trittweg das Furbachtobel und diesen dritten Zug von Nummulitengesteinen kreuzt, hat OBERHOLZER in Fig. 73 besonders dargestellt und p. 397 besprochen.

An jener Stelle sind am N-Hang des Furbachtobels über dem von Obbort ins Tobel hineingehenden Tritt-Weg innerhalb der Globigerinenschiefer einzelne auseinandergerissene Linsen von Nummulitengesteinen aufgeschlossen. In der Nähe

der Brücke, wo die Aufschlüsse kontinuierlicher werden, habe ich in den pyritischen Quarzsandsteinen (A-Formen von Nummuliten des Perforatophylums) und Discocyclinen feststellen können.

Obwohl diese Nummulitengesteine von der darunter im Bachbett sichtbaren marmorisierten Oberfläche der mesozoischen Kalke der Tierfehdkuppel durch die genannten Mergelschiefer getrennt sind, hat Oberholzer, in Analogie zu seiner Auffassung des anschliessend noch zu besprechenden Profiles im Bodenbach, auch für diese Stelle angenommen, dass es sich um eine normale stratigraphische Folge handle. Der Aufschluss wurde als ein weiterer Beweis einer als normale und für den Bereich der Tierfehdkuppel charakteristische, stadschieferähnliche Einschaltung an der Basis des transgredierenden Alttertiärs angesehen.

Entsprechend der inzwischen durch BRÜCKNER (1946) für den Aufschluss des Bodenbaches gegebenen neuen Deutung dieser Schiefereneinschaltung als Drusbergschiefer ist aber nun auch für diese Stelle die Interpretation von Oberholzer zu überprüfen. Meiner Ansicht nach handelt es sich bei dieser "mergeligen Basisbildung" unterhalb der Nummulitengesteine im Furbachtobel um zwei verschiedene Dinge.

Einerseits liegen die eierförmigen Nummulitenkalklinsen, welche man über dem von Obbort kommenden Weglein ins Tobel hinein verfolgen kann, noch innerhalb von Globigerinenschiefern, d.h. sie werden durch tektonisch eingeschaltete solche tertiäre Schiefer vom Malmkalk der unterliegenden Schlucht getrennt, gehören also gar nicht stratigraphisch normal zum Tierfehdmalm.

Folgt man nun diesem Zug von Nummulitenlinsen entlang der nördlichen Tobelwand von der Brücke schluchtaufwärts bis zur ersten Tobeltrennung, so bemerkt man andererseits wie sich die Nummulitenkalklinsen zu einem zusammenhängenden Nummulitenkalkzug entwickeln und an dessen Unterlage Drusbergmergel sich einstellen, wie dies schon BRÜCKNER, 1946, erkannt hat. Des weiteren sieht man aber auch deutlich wie sich dieser Nummulitenkalkzug nach aufwärts mit demjenigen des von oben vertikal aus dem oberen Furbachzirkus herunterkommenden des Furbachkeils vereinigt. Dieser transgrediert ja an seiner S-Seite, wie oben schon gesagt, ebenfalls auf Drusbergmergel, unter denen sich dann weiter oben im Tobel die Kreideserie noch ergänzt bis hinunter zum Oehrlkalk. Der letztere bleibt aber durchlaufend von der N-Front des Gewölbes von Unter-Baumgarten durch eine Globigerinenschieferzone getrennt.

Es besteht also erstens eine sichtbare Verbindung der Nummulitenkalke der über dem Obbort-Trittweg ins Furbachtobel hineinlaufenden Nummulitenkalke mit dem Furbachkeil. Zweitens sieht man nun diese Nummulitenkalke an einer Steilstufe im Furbachbett etwas oberhalb der Brücke auf Kote 1280 ca. auch deutlich über den Furbach nach S hin sich unter die überliegende Stirn der Unter-Baumgarten-Antiklinale und die Terrasse von Trittalteli hinein verlängern. Die Nummulitenkalke ziehen sich also nach S hin auch in die Synklinale hinein, welche die überliegende Stirn der Unter-Baumgartenfalte von der unterliegenden Tierfehdkuppel trennt.

Leider sind die Aufschlüsse innerhalb der abschüssigen Terrasse von Trittalteli wegen Gehängeschutt- und Moränenbedeckung beschränkt. Jedenfalls kann hier keine mächtige, zwischen die mesozoischen Kalke der Unter-Baumgarten-Falte und der Tierfehd-Kuppel eindringende Synklinalfüllung von Globigerinenschiefern festgestellt werden, wie dies von OBERHOLZER und späterhin auch von E. WEBER (Kartierung 1946) dargestellt worden ist. Die Aufschlüsse in der Umgebung der Trittaltelihütte zeigen nämlich, dass die weicheren Gesteine, welche Anlass zur Anlage der moränenbedeckten Terrasse gegeben haben, gar nicht Globigerinenschiefer sind, sondern dünnplattige, gutgebankte, etwas mergelige und dadurch leichter verwitternde Malmkalke ("Mergelband"?). Ein ganz dünner Tertiärzipfel geht nun am Oberrande der Terrasse und am Fuss der Felswände des Tritts entlang zwischen diese Malmkalke und die Kalke des Unter-Baumgartengewölbes hinein. Der von OBERHOLZER (p. 7) erwähnte und in der Karte dargestellte Nummulitenkalkkeil am Unterrande der Terrasse, der in die unterliegenden Kalkwände der Tierfehdkuppel einspitzen soll, wäre von diesem oberen Keil jedenfalls völlig getrennt. Die Existenz dieses unteren, unzugänglichen Keiles scheint mir sehr fraglich; jedenfalls kann im Bachbett des Furbaches sowohl unterhalb des Trittweges wie auch darüber bis zur Wasserfallstufe des Nummulitenkalkes des Furbachkeiles kein Tertiär mehr festgestellt werden, das zu diesem unteren Tertiärkeil eine Verbindung herstellen würde, wie die Oberholzer'sche Karte sie darstellt.

Profil 10, Trittalteli, zwischen der Oberkante der Terrasse von Trittalteli und der Stirn des Unter-Baumgartengewölbes (Kote 1400, Koord. 718 600/193 300)

(5) x m dunkler, schlechtgebankter Kalk (Quintnerkalk?) des Gewölbes von Ober-Baumgarten

- | | | |
|-----|-------|--|
| (4) | 2 m | mehlig zerfallende, bläuliche "Complanatenschichten", mit plattgedrückten tektonisierten <i>N. millecaput</i> und <i>Discocyclus</i> |
| (3) | 1,5 m | steriler, lagig struierter Quarzsandstein |
| (2) | 0,2 m | phyllitische Mergel |
| (1) | x m | dünngelagerte, mergelige Malmkalke ("Mergelband" ?) einer tieferen Schuppe |

Alle diese Aufschlüsse von Nummulitengesteinen im Bereiche der unteren Furbachschlucht beim Uebergang des Trittweges und im Trittalpeli stehen meiner Ansicht nach mit dem Furbachkeil in Zusammenhang. Die Verbindung der Aufschlüsse N vom Bach mit dem Furbachkeil ist schluchtaufwärts direkt verfolgbar, andererseits aber auch die Verbindung über das Bachbett hinweg unter die Stirn der Unter-Baumgartenfalte hinein. Die Verhältnisse sind offenbar so zu erklären, dass der Furbachkeil hier gegen S unter das Gewölbe von Unter-Baumgarten hineingewickelt und in die enge Synklinalspitze zwischen diesem Gewölbe und der Tierfehdkuppel eingeklemmt ist. Der Furbachkeil endet aber damit noch nicht endgültig, sondern setzt sich, aus dieser Einklemmung befreit, nach N hin über den Furbach weiter fort in die Aufschlüsse N vom Bach, wo er vorläufig unter dem Schutt der Terrasse von Obbort verschwindet.

Alle Aufschlüsse von Nummulitengestein in diesem Gebiet gehören also auf solche Weise der Verlängerung des Furbachkeiles an, der seinerseits, wie sich aus den Aufschlüssen im oberen Furbachzirkus ergibt, weil von Kreide begleitet, ein ziemlich bedeutendes, aber von seinem ursprünglichen Zusammenhang völlig abgerissenes und weit nach N verschlepptes tektonisches Element darstellt. Die wichtigen Zusammenhänge desselben gegen N zu werden im Gebiete des unteren Furbaches und Trittalpeli zunächst durch die tiefe Einwicklung unter das Unter-Baumgartengewölbe hinein gestört. Der Furbachkeil ist hier zwischen das Unter-Baumgartengewölbe und dem Tierfehdmalm derart eingeklemmt worden, dass er direkt mit der Oberfläche dieses Mesozoikums in Kontakt kommt. Meiner Meinung nach ist der unmittelbare Kontakt des Nummulitenvorkommens von Prof. 10 mit den mesozoischen Kalken ein komplizierter, rein tektonischer. An allen übrigen Stellen aber bleibt der Nummulitenkalk des Furbachzuges in diesem Gebiet durch Globigerinenschiefer vom mesozoischen Kalk getrennt. Auch auf der N-Seite und im verkehrten Schenkel des Gewölbes von Unter-Baumgarten liegt somit normalerweise nur Globigerinenschiefer am direkten Kontakt mit dem Oehrlikalk (resp. eventuell Valanginienkalk), ganz analog wie auch auf dem südlichen Gewölberücken desselben gegen Uelialp. Es stellt sich somit die Frage, ob basale transgredierende Nummulitenbildungen der Falte von Unter-Baumgarten und dem nördlich anschliessenden Gebiet der Tierfehdkuppel primär-stratigraphisch überhaupt fehlen.

7. Das Profil im Bodenbach

Leider findet man im Gebiete der Tierfehdkuppel des Autochthonen, wenigstens auf der E-Seite des Linthtales neben den eben diskutierten problematischen Aufschlüssen bei Trittalpeli wegen der allgemeinen Schuttbedeckung nur noch einen einzigen Aufschluss der Tertiärbasis im Kontakt mit dem unterliegenden Mesozoikum, nämlich das bekannte, von Arn. Heim erwähnte und von OBERHOLZER, p. 397, kurz beschriebene Profil des Bodenbaches bei Eggli.

Am linken Hang des Tales sind die von meinem Gebietsnachbarn F. Frey untersuchten Aufschlüsse von Nummulitengesteinen im Dach der Tierfehdaufwölbung bekanntlich etwas reichlicher und erstrecken sich nach N bis zur Appengrueb-rus.

Unterhalb Eggli sind die mesozoischen Kalke der Tierfehdkuppel im Bett des Bodenbaches ein letztes Mal auf einer Höhe von 880 m kontinuierlich aufgeschlossen, bevor sie gegen N unter dem riesigen Schuttkegel der Auengüter verschwinden; oberhalb Eggli setzt darüber mit einer Wasserfallstufe das Tertiär ein. Basierend auf Dünnschliffuntersuchungen hat BRÜCKNER (1946) gezeigt, dass die mergeligen Schichten unmittelbar unterhalb der Wasserfallstufe Drusbergschichten darstellen. Oberholzer hatte sie bisher als eine für die nördlichste Ausbildung der Tertiärtransgression charakteristische, basale, "stadschieferähnliche" Bildung des Tertiärs angesehen, welche die nachfolgenden nummulitenhaltigen Schichten hier normalerweise unterlagern sollte. Die Transgressionsfläche liegt aber sicher unmittelbar an der Basis der letzteren und der Wasserfallstufe, von der sich das nachfolgende Profil ergibt:

Oben :

Taveyannazsandstein-Altdorfersandstein-Folge Nrn. (2) - (18) von Detailprofil 15.
Vergl. p. 106

- (8) 50 m Von starkem Clivage durchsetzte Globigerinenschiefer = Nr. 1 von Profil 15
- (7) 5 m Discocyclinenkalk
- (6) 0,5 m schiefriges "Complanatenniveau" mit typischem *N. millecaput var. tenuissima* Arn. Heim
- (5) 2 m steriler Quarzsandstein
- (4) 2 m kalkiger Nummuliten-Quarzsandstein mit
N. millecaput Boubée, selten
N. aff. uranensis de la Harpe 1883
Discocyclinen
- (3) 8 m grobkörniger, etwas glaukonitischer, eisenschüssiger Quarzsandstein, eine Steilwand bildend, deren S-Ende rasch schwächer wird. Zahlreiche N 20-30° W streichende, steil NE einfallende Bruchflächen durchsetzen den Sandstein. Zur Hauptsache ist derselbe steril, nur ganz nahe der Transgressionsbasis jedoch enthält er :

<i>Ass. exponens</i>	J. de C. Sowerby
<i>Ass. mamillata</i>	d'Arch.
<i>N. millecaput</i>	Boubée
<i>N. helveticus</i>	Kaufmann
<i>N. aff. uranensis</i>	de la Harpe 1883

A-Formen des *Perforatus phylums*
Discocyclinen

Transgressionsfläche

- (2) 8 m dunkelgrau, weiche, ziemlich ebenflächige und dünnstiefliche Mergel mit einzelnen, etwas festeren, dünnen Kalkmergellagen. Drusbergsschichten nach Brückner, (1946c) *)
- (1) x m Zementsteinschichten nach J. OBERHOLZER, oberer Quintnerkalk nach E. WEBER

8. Die Nummulitenbildungen im Hinter-Sulz (Oberes Durnachtal)

Im Karboden von Hinter-Sulz zeichnet OBERHOLZER einen ausgedehnten einheitlichen Aufschluss von Nummulitenschichten ein, den er nach p. 9 als hier in einem Erosionsloch unter der Hülle von Globigerinenschiefern nochmals entblößten Gewölbekopf der Torkopffalte betrachtet, aber weiter nicht beschreibt. In Wirklichkeit handelt es sich nicht um eine einzige Platte von Nummulitenschichten, sondern um mehrere aufeinander gelagerte Lamellen.

Das folgende Profil wurde im Hauptbach aufgenommen, welcher sein Wasser direkt aus dem kleinen Reliktglatscher am Fuss des grossen Wandzirkus Hausstock - Ruchi bezieht; hier sind die Verhältnisse am vollständigsten aufgeschlossen. Im westlichen Bachzweig, entlang welchem der Weg zum Hirtenhüttchen führt, ist zwar ein Teil des

*) Anlässlich einer Exkursion mit Prof. R. TRÜMPY über den Kistenpass wurde das Profil im Bodenbach besichtigt und festgestellt, dass sich zwischen Drusbergsschichten (2) und Zementsteinschichten (1) des obigen Profiles auch Kieselkalk und Valanginienkalk vorfinden. Ob nun diese Kreideserie von der tieferen Kalkserie der Tierfehdkuppel durch eine bedeutende tektonische Fläche abgetrennt wird, bleibt zu untersuchen.

Mein Gebietsnachbar F. FREY (1958) beschäftigt sich eingehender mit dieser Kreideserie und legt eine tektonische Fläche in den tieferen Teil des hier ebenfalls noch vorhandenen Öhrlikalkes.

Tertiärprofilen ebenfalls sichtbar, doch ist dort die oberste der Lamellen bereits nicht mehr aufgeschlossen. Im Aufstieg nach Hinter-Sulz traversiert man von N her den schluchtartig verengten Eingang zum Kar. Man durchquert zunächst die steil nordwärts einfallenden Taveyannazsandsteine und die darunter liegenden, bereits überkippt steil S einfallenden Globigerinenschiefer. Dieses sehr schöne stratigraphische Profil der jüngeren Teile des Alttertiärs wird später als Profil Nr. 13 als ein Standardprofil durch den Taveyannazsandstein beschrieben werden. Unter den ca. 50 m mächtigen Globigerinenschiefern - Nr. (1) in jenem Profil - erscheint im Hauptbach bei Kote 1600 zuerst Quarzsandstein - Nr. (1) im nachstehend beschriebenen Profil. Er bildet eine Wasserfallstufe und beschreibt darin einen hübschen, N-schauenden Gewölbezylinder, in dem er am Fusse des Wasserfalls mit W-E-Streichen zuerst vertikal steht, sich aber dann oberhalb des Wasserfalles gegen S rasch flach legt und mit 23° gegen E einfällt, was dem Axengefälle entsprechen dürfte. Es handelt sich um die Stirnbiegung einer tiefsten Lamelle, auf welche sich aber, wenn man dem Hauptbach nach taleinwärts ansteigt, noch höhere Lamellen legen, bis die Aufschlüsse am Oberrande der Talstufe etwa in Kote 1760 endgültig unter den Moränen des Karbodens verschwinden. Am besten beschreibt man das Profil in gewohnter Weise von diesem höchsten Punkte an durch die Lamellen absteigend, bis man bei der eben genannten Stirnbiegung der tiefsten Lamelle am Fuss der mit Wasserfällen garnierten Talstufe anlangt.

Profil 12: Hinter-Sulz zwischen den Koten 1600 und 1760 Koord. 722 460/194 060 bis 722 510/193 720

- | | | |
|-----------------------|-------|---|
| (20) | | Moränenschutt |
| (19) | 5 m | Quarzit |
| (18) | 2 m | oben discocyclinenhaltiger Sandstein, nach unten übergehend in schwach grünsandigen Sandkalk und zuletzt in massenhaft <i>Assilina exponens</i> enthaltenden grünsandigen Assilinenkalk
scharfe Grenze |
| Transgressionsfläche | | |
| (17) | 1,5 m | Kalkbank wie (13), mit phosphoritisierten Knollen an der Basis |
| (16) | 1,5 m | dünne, plattige, sandige und leicht knollige Mergelschiefer. Niveau mit vielen Knollen, zerdrückte Fossilien (?) |
| (15) | 2 m | analoger Kalk wie (13), jedoch bedeutend weniger tektonisiert. |
| (14) | 1,5 m | bläuliche, mergelige Kalkschiefer |
| (13) | 4 m | gebankte, stark tektonisierte, kieselige Kalkbank mit rauher, gelblicher Verwitterungskruste. Die Basis ist ganz durchschwärmt von Calzit-Quarzadern. |
| Ueberschiebungsfläche | | |
| (12) | 10 m | Globigerinenschiefer |
| (11) | 1 m | Schiefer vom Typus "schistes gréseux fauves" wie (2). An der Basis analoge Phosphoritknollen bis 10 cm Ø. Rascher Uebergang in (12) |
| (10) | 1 m | Quarzit mit einem Pectenniveau |
| (9) | 1 m | plattiger, dünner Sandkalk mit <i>N. aff. uranensis</i> de la Harpe, 1883 |
| (8) | 4,5 m | Sandstein mit grossen, max. 3 cm langen Discocyclinen-Querschnitten und <i>N. ? aturicus</i> Joly u. Leymerie. |

- | | | |
|-----|-------|---|
| (7) | 15 m | feinkörniger steriler Sandstein, nach oben übergehend in einen sterilen mürben Sandkalk. Nach unten von (6) durch eine dünne Schieferlage getrennt, in welcher möglicherweise wieder eine Scherfläche verläuft. |
| (6) | 6 m | steriler Quarzsandstein |
| (5) | 2 m | dünnp Plattige, geschieferte Nummulitenkalke, die <i>N. aff. uranensis de la Harpe 1883</i> , enthalten. Diese schliessen gegen oben mit einer nur 10 cm dicken Lamelle von glimmersandigem Mergelschiefer ab.
Nach unten Uebergang in |
| (4) | 6 m | sterile, feinkörnige Quarzsandsteinbank mit scharfer Untergrenze.

Schuppungsfläche |
| (3) | 12 m | typische Globigerinenmergel |
| (2) | 0,2 m | knollige Kalkschiefermergel, von der Art der " <i>Schistes gréseux fauves</i> ", mit bis zu 5 cm grossen, schwarzen Phosphoritknollen. Rascher Uebergang zu (3). |
| (1) | x m | Quarzsandstein mit kleinen Nummuliten und Discocyclinen-Querschnitten (bis 10 mm lang); nach oben übergehend in eine rauhere, feinsandigere Varietät. Da der Kern der oben schon besprochenen Gewölbestirn, welche von diesem Schichtglied beschrieben wird, nicht mehr angeschnitten ist, so bleibt dessen Unterlage unbekannt; die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt schätzungsweise 10 - 15 m. |

In diesem Profil liegen zum mindesten zwei, sehr wahrscheinlich aber drei oder möglicherweise sogar vier Serien übereinander. Alles spricht dafür, dass bereits die Schichtglieder (4) - (12) eine tektonische Repetition von Teilen der untersten, mit den Globigerinenschiefern (3) abschliessenden Serie darstellen. Eventuell liegt auch zwischen (6) und (7) noch eine Schubfläche. Am Uebergang zu den Globigerinenschiefern (12) zeigt sich in der mittleren Serie als Schicht (11) genau derselbe Phosphorithorizont, wie im Schichtglied (2) in der untersten Serie, sodass wenigstens eine tektonische Repetition im unteren Teil des Profiles sehr wahrscheinlich ist.

Die Schichtglieder (13) - (16) stellen nun zweifellos Drusbergmergel dar, welche den Globigerinenschiefern (12) aufgeschoben sind. Da sich eine scharfe Grenze eher über als unter dem Phosphorithorizont (17) beobachten lässt, so könnte dieser noch mit zur Kreide gehören und die Transgressionsfläche des Tertiärs, das mit dieser Kreide in normalem stratigraphischem Kontakt steht, dürfte erst an der Basis des Assilinengrünsandkalkes (18) liegen.

Als Ergänzung zur Stratigraphie dieser Nummulitenschichten kann noch folgendes beigefügt werden: Wenn man entlang dem Weg ansteigt, so trifft man oberhalb des Punktes, wo man den westlichsten Bachzweig quert, auf eine in die Globigerinenschiefer vorgestossene Platte von Nummulitengestein, die offenbar der 2. Serie des voranstehenden Profiles entspricht. Hier findet man an der Basis des Quarzites ebenfalls noch eine dünne, grünsandige Schicht bereits mit *Ass. expons*.

Offenkundig kann zwischen den Globigerinenmergeln (1) an der Basis des später zu beschreibenden Profiles 13 und der Stirnmbiegung des Quarzites (1) im vorstehenden Profil kein normalstratigraphischer Kontakt bestehen, da sich höher oben noch die genannten zwei weiteren Schichtserien tektonisch dazwischenschalten. Somit kann die Schichtserie Globigerinenschiefer - Taveyannazsandstein - Altdorfersandstein des Profiles 13 höchstens erst von der obersten, mit Drusbergschichten beginnenden Lamelle des vorstehenden Profiles stratigraphisch getragen werden.

Die Parallelisation dieser Nummulitenschichten im Hinter-Sulz mit den 2,5 - 3,35 km entfernten, westlichen Aufschlüssen des Kistenpassprofiles liegt auf der Hand. Die flachliegende oberste Schuppe - umsomehr als nun auch Kreide darin gefunden wurde - dürfte am ehesten der Torkopfplatte entsprechen, wie dies schon Oberholzer bemerkte. Die untenliegenden Lamellen im Hinter-Sulz entsprechen dann Nummulitenkalklamellen unter der Torkopf-Schuppe, wie sie beispielsweise der Furbachkeil im "Locherli" darstellt.

Transgression der Nummulitenbildungen auf Drusbergschichten findet man im Kistenpassprofil in der Muttengewändli-

Schuppe und nördlich davon in den Nüschenegg-Torkopf-Schuppen, aber auch im Furbachkeil und in der Serie des Bodenbaches, wobei allerdings am Tor selbst auch noch etwas Schrattenkalk von der präeoänen Transgression verschont worden ist. Da aber offenbar die Abtragungsfläche auf der Kreide wellig unregelmässig verläuft, so würde die letztgenannte Tatsache und der Umstand, dass hier nur noch Drusbergschichten als Vertreter der mesozoischen Unterlage vorhanden sind, während die Torkopfplatte selbst noch Malm enthält, an sich noch keine Gegengründe darstellen, die oberste Lamelle im Hinter-Sulz für ein Äquivalent der Torkopfplatte zu halten. Das nicht unbedeutende tektonische Element der Torkopf-Schuppe wäre im Hinter-Sulz noch durch eine Lamelle mit Drusbergschichten repräsentiert. Dies ist immerhin wahrscheinlicher, als dass es auf 2,5 km im Streichen bereits völlig ausgekilt sei.

Nördlich des Windigegg streicht die Stirnfalte der Torkopf-Schuppe N 70° E und fällt mit 4° - 5° ostwärts ein. Gleiches Streichen zeigt auch der südliche Abschnitt der Torkopfplatte am Torkopf. Wenn die Oberkante der Nummulitenschichten der Torkopfplatte am Torkopf auf rund 2060 m liegt, im Hinter-Sulz diejenige der obersten Lamelle auf ca. 1770 m, so ergibt diese Höhendifferenz ein östliches Axengefälle von nur 5°. Wie aus den Studien von R. TRÜMPY, 1945, bekannt wurde, entspricht die Region des Hausstockes allgemein einer Verflachung des Axengefälles, das erst östlich dieser "Terrasse" am Panixerpass wieder sehr kräftig wird. Im Prinzip könnte man auch die tiefste der drei Lamellen, deren Unterlage im Hinter-Sulz aber nicht mehr sichtbar ist, als Äquivalent der Torkopf-Schuppe auffassen.

Zur Kontrolle dieser Parallelisierungen ist aber nun auch noch die Entwicklung des Tertiärs in Betracht zu ziehen und dafür müssen wir eine endgültige Diskussion verschieben bis im nachfolgenden Kapitel die Faziesfolge und die Abwicklungsverhältnisse für das zusammenhängende Profil des Kistenpassquerschnittes klargelegt worden sind.

9. Wichlen (Oberstes Sernftal)

Hier sind in einem Erosionsloch nochmals Globigerinenschiefer angeschnitten, ohne dass zugehörige Nummulitenbildungen sichtbar werden. Auch ist die Fläche, auf welcher die Globigerinenschiefer im Boden des Kars von Wichlen entblösst sind, bedeutend geringer als dies die Oberholzer'sche Karte verzeichnet; die Aufschlüsse beschränken sich auf die südlichen Quellbäche des Sernf zwischen Alpeli und Wichlen (Koord. 726 500/194 150). Die nördlichen Quellbäche von Unter-Leiterberg sind in Dachschiefer eingeschnitten.

Etwas weiter östlich in der Umhüllung der Jetzalpfalte im Panixerquerschnitt kommen basale Nummulitenbildungen nochmals zum Vorschein. Sie können auf der S-Seite des Panixerpasses in der Alp Mer auf grossen Flächen verfolgt werden. Diese Vorkommen werden auch von OBERHOLZER besprochen (p. 401 - 402, Fig. 75) und wurden erneut durch meinen Gebietsnachbarn R. WEGMANN untersucht, auf dessen Arbeit ich hier verweisen möchte.

C. Zusammensetzung der stratigraphischen Resultate hinsichtlich Faziesfolge und Abwicklung des basalen Eocäns in der Kistenpass-Hausstockregion

Allgemein ergeben sich zum Problem der Faziesabwicklung des basalen Eocäns zuerst folgende wichtige Punkte:

Nur im S-Teil der Region, von der Kistenstöckli-Schuppe nach N bis und mit der Mutenwändli-Schuppe und, nach einem Unterbruch im Bereich der Schuppen von Nüschen, nochmals auf der ganzen Länge der Torkopf-Schuppe, ist das transgredierende Alttertiär noch im Zusammenhang mit der normalen stratigraphischen Kreideunterlage geblieben. Auch im E ist dies im Bereiche der Cavirolas- und Cavorgia-Schuppe im Einzugsgebiet des Ladrals und des Panixerbaches und in der Faltenstirn der Jetzalp der Fall.

Dagegen ist im ganzen N-Bereich kein unproblematisches Profil vorhanden, in welchem die basalen Nummulitenbildungen des Alttertiärs noch mit ihrer tieferen mesozoischen Unterlage in ungestörtem Verband stünden. Wie von Arn. Heim, so ist auch von Oberholzer nach seinen Beschreibungen und der Art seiner Kartierung ebenfalls hier überall das Tertiär mit seiner parautochthonen bis autochthonen Unterlage als noch in normalem Kontakt angenommen worden. Wo sich eine merkwürdige "basale Mergelbildung" zwischen die Nummulitengesteine und die mesozoische Kalkunterlage einschiebt, wird auch diese als eine normalstratigraphische Eigentümlichkeit des

nördlichen Faziesgebietes betrachtet. Doch könnte man im folgenden Satz eine erste Vermutung finden, dass der Sachverhalt nicht ganz so einfach sei: "Die auffallenden Mächtigkeitsschwankungen der Nummulitenschichten wie auch der Mergel in ihrem Liegenden sind wohl grösstenteils durch tektonische Bewegungen bedingt." (OBERHOLZER, p. 397, mit Bezug auf die Verhältnisse im Furbach am Tritt-Weg). Merkwürdigerweise äussert sich Oberholzer nicht weiter zur Bedeutung der völlig frei im Globigerinenschiefer schwimmenden Lamellen von Nummulitenschichten des Furbachkessels, die seine Karte so deutlich verzeichnet. Doch muss man bedenken, dass zu jener Zeit auch die Nummulitenkalkbänke in den sog. Blattengratschichten immer noch als normalstratigraphische Einschaltungen in tertiären Globigerinenschiefern galten. Erst BRÜCKNER (1946) hat auf Grund seiner Entdeckung des isolierten Vorkommens von Valanginien bis Drusbergschiefer im Bodenbach, das der bisher bekannten Verteilung der Kreidestufen unterhalb der Tertiärtransgression nicht entsprach, die Meinung ausgesprochen, es könnten hier unter der Wirkung der Eigenbewegung des hangenden "autochthonen" Flysches grössere tektonische Verschiebungen und Verschleppungen auch zwischen Eocän und mesozoischer Unterlage stattgefunden haben.

Die tektonische Ablösung des transgressiven Eocäns von seiner Unterlage lässt sich bereits in den Nüschen-Schuppen (vergl. Profil 5) feststellen. Diese Ablösung scheint hier auch von der Unterlage, den Drusbergschiefern, abhängig zu sein, welche sich zum Teil mit dem darauf transgredierenden Tertiär von der tieferen Kreide tektonisch abtrennen.

Die Erhaltung von Schrattenkalkresten in dem nördlich anschliessenden Streifen der Torkopf-Schuppe (Prof. 6) weist bereits wieder auf Faciesstreifen, in deren Bereich das Eocän nochmals auf grössere Profilbreite mit der Kreideunterlage solidarisch geblieben ist. Dagegen findet man N von der Stirn der Torkopf-Schuppe offenkundig das transgressive Eocän im normalen stratigraphischen Kontakt mit seiner Kreideunterlage nur noch in solchen Partien, wo sich auch mehr oder weniger umfangreiche Fetzen der Kreideunterlage, wie zum Beispiel im Furbachkeil, samt den darauf transgredierenden Nummulitenbildungen von der tieferen mesozoischen Unterlage abgetrennt haben und in einer Knetmasse von Globigerinenschiefern tektonisch nach N abgeschleppt worden sind. Als Abtrennungsfläche für solche mit dem transgredierenden Eocän solidarisch gebliebene Kreideteile können nebst den Drusbergschiefern auch die Zementsteinschichten funktionieren, wie das offenbar für den Furbachkeil mit Oehrlikalk als ältester Schichtstufe der Fall ist. Im übrigen aber treten in der grossen Globigerinenschiefermasse frei schwimmend Lamellen von beträchtlicher Länge auf, welche ausschliesslich aus den nummulitenführenden Kalken und Sandsteinen der Eocänbasis bestehen und unmittelbar an der Transgressionsbasis von der Kreideunterlage abgetrennt sein müssen. Vermutlich lässt sich auch hier die Ablösung durch die beweglichen Drusbergschiefer als ursprüngliche Unterlage des Eocäns erklären. Vom mechanischen Standpunkte wäre es die plausibelste Lösung, diese freischwimmenden Eocänlamellen aus demjenigen Ablagerungsstreifen tektonisch abzuleiten, in welchem das Eocän direkt auf Drusbergschiefer transgrediert, da im übrigen bis hinab zu den Zementsteinschichten und bis hinauf zu den Seewerschiefern - die sich aber erst weit im S, in den Calandafalten einstellen - kein Kreidehorizont eine derartige Abtrennung der Nummulitengesteine von ihrer Unterlage mechanisch befördern würde. Doch sind zu diesem Problem nun auch noch die Argumente in Betracht zu ziehen, welche durch die Faciesentwicklung der basalen Nummulitenbildungen selbst geliefert werden.

Prinzipiell sind folgende Punkte beachtenswert :

1. Eigentlicher Assilinengrünsand (Exponensgrünsand) ist an der transgressiven Basis des Eocäns allein im S-Teil des Gebietes entwickelt. Seine N-Grenze befindet sich im Kistenpassprofil im Gebiet der Muttengewändli-Schuppe. Gegen S hin schwillt die Mächtigkeit dieser Basisbildung bis auf etwa 5 m an, wie nicht nur am Kistenstöckli, sondern ähnlich auch noch in der Alp Mer (OBERHOLZER, p. 402) beobachtet wird. Im NE erscheint Assilinengrünsand noch in der Jetzalpfalte in einer Mächtigkeit von 3 m. Der ganze Verbreitungsbereich des basalen Assilinengrünsandes befindet sich in jener tektonischen Zone, wo das Eocän mit seiner Kreideunterlage - im äussersten NW (Muttseeplateau) zuerst Drusbergschichten, dann Schrattenkalk, im S auf grossen Flächen Seewerkalk - solidarisch geblieben ist.

2. Die einzigen weiteren Stellen, wo *Assilina exponens* vorkommt, finden sich im Bodenbachprofil und in den Serien der mittleren und oberen Lamelle im Hinter-Sulz. An beiden Stellen handelt es sich aber nicht um Grünsand von irgendwelcher Mächtigkeit, sondern um ganz geringmächtige Fossilniveaux an der Basis von mächtigem Quarzsandstein, welche nach oben sehr rasch durch den sterilen Sandstein ersetzt werden. Beide Vorkommen liegen in der Zone der von ihrer Unterlage abgetrennten Lamellen von Nummulitengesteinen, sodass ihre ursprüngliche Lage im Abwicklungsprofil nicht ohne weiteres gegeben ist. Ein weiteres Vorkommen ausserhalb des speziell studierten Gebietes liegt übrigens am Fuss des Chamerstocks an einer der obersten Wegkehren des Weges nach

Altenoren, kurz bevor man die Höhe der Alpterrasse der Chrummlau erreicht. Nach J. OBERHOLZER (1942) finden sich dort die Nummulitenschichten in unmittelbarem stratigraphischem Kontakt mit den nach Norden eintauchenden mesozoischen Kalken der Tierfehdkuppel. Wie die Untersuchungen von F. FREY (1958) aber gezeigt haben, ruht das Eozän auf einem Span von Öhrlikalk, der seinerseits durch eine hauptsächlich von Nummulitenschichten und Globigerinenschiefen gebildete, nach Süden rasch ausspitzende Mulde von den Malmkalken der Chrummlau-Schuppe abgetrennt ist. Es darf daher wohl mit FREY angenommen werden, dass diese Nummulitenschichten ebensowenig unmittelbar stratigraphisch zur Tierfehdkuppel gehören wie diejenigen des Bodenbaches.

3. Ueber dem Assilinengrünsand der S-Zone liegt Sandkalk bis reiner Nummulitenkalk, der sich südwärts bis zum Kistenstöckli zu immer grösserer Mächtigkeit entwickelt und in mehreren Niveaux Anhäufungen von *N. millecaput* und *N. helveticus* enthält, begleitet von den Formen des *Perforatusphylums* *N. aff. uranensis* de la Harpe, *N. aturicus* Joly u. Leymerie und *N. "sismondai"* de la Harpe 1883 nebst zugehörigen, aber noch nicht näher untersuchten A-Formen. Es handelt sich um Entwicklungsstufen der *Perforatus*-reihe, welche das mittlere Lutétien charakterisieren. Dort, wo die Assilinengrünsände im N einsetzen, geht das tiefste dieser Nummulitenniveaux durch Uebergang und Abnahme des Glaukonitgehaltes nach oben unmittelbar aus dem Exponensgrünsand hervor; höher oben können noch andere Niveaux folgen, in denen *N. millecaput* angereichert ist. In der südlichsten Zone dagegen, wo die Gesamtmächtigkeit des Schichtabschnittes, in welchem Niveaux mit Anreicherungen der genannten grossen Nummuliten eingeschaltet sind, schliesslich 30 m erreicht, schalten sich zwischen Assilinengrünsand und den untersten "Complanatenniveaux" schliesslich einige Meter von sterilem Sandkalk mit *Discocyclinen* ein. Dieses Niveau scheint sich noch weiter gegen SE zu einer Einschaltung von sandigen Mergeln zu entwickeln, welche in der Entwicklung von Alp Mer den nun wieder auf eine einzige Bank von 5-6 m reduzierten, sandigen Complanatenkalk vom unterliegenden, immer noch maximale Mächtigkeit bis 5 m aufweisenden Assilinengrünsand trennt. Der nächste Schritt der Entwicklung gegen SE führt zum Verschwinden des Complanatenniveaus. Nur der Assilinengrünsand bleibt übrig, wie dies im Gebiet der Kuppel von Vättis der Fall ist (OBERHOLZER, p. 400 - 401).

In derjenigen Zone des Untersuchungsgebietes, wo an der Basis Assilinengrünsand vorhanden ist und darüber mehr oder weniger mächtige "Complanatenniveaux" folgen, findet man durch die ganze Schichthöhe mit grossen Nummuliten, von der Transgressionsbasis bis zu den höchsten Niveaux mit *N. millecaput*, als begleitende Formen stets dieselbe Kombination von Spezies des *Perforatusphylums*: *N. aff. uranensis* de la Harpe 1883, *N. aturicus* Joly u. Leymerie, *N. "sismondai"* de la Harpe. Aus der Kombination des in Abschnitt III, A zur neuesten Entwicklung der Nummulitenstratigraphie Mitgeteilten mit den Erläuterungen zur Systematik und Nomenklatur dieser Formen ergibt sich, dass der Verbreitungsbereich dieser Formen als "Mittleres Lutétien" aufgefasst werden muss. Im ganzen S-Teil des Untersuchungsgebietes, in den Biferten-Elementen, transgrediert somit das mittlere Lutétien und erreicht z. T. beträchtliche Mächtigkeit.

4. Im Kistenstöckliprofil wird dieser Schichtstoss des mittleren Lutétien oben abgeschlossen durch einen Sandkalk mit den letzten *N. millecaput* und *N. aff. uranensis* de la Harpe 1883 und zugleich reichlich Pectiniden und anderen grossen Lamellibranchiaten. Es folgen dann einige Meter eines sterilen feinkörnigen Sandsteins, den ARN. HEIM (1910) in seinem Kistenstöckliprofil als "Grenzsandstein" bezeichnet und danach die "Pectinidenschiefer", welche zum Stadschiefer überführen. Dieser obere Abschluss des grosse Nummuliten führenden mittleren Lutétien wird im ganzen Gebiet, wo die Tertiärbasis durch Assilinengrünsand charakterisiert ist, in analoger Weise gefunden, zum Beispiel auch noch an der N-Grenze dieses Faziesgebietes, auf dem Muttseeplateau als No. (6), (7) und (8) von Profil 4.

5. Alles spricht dafür, die unter B. besprochenen Profile, welche keinen eigentlichen Assilinengrünsand an der Basis mehr zeigen, sondern nur einen sehr bescheidenen, kalkig-sandigen Horizont mit *Assilina exponens* an der Basis einer ziemlich mächtigen Sandsteinbank, im ursprünglichen Ablagerungsraum unmittelbar N der nördlichsten Profile mit eigentlichem Assilinengrünsand anzuschliessen. Hierher gehören somit die Profile der beiden oberen Lamellen im Hinter-Sulz und das Profil im Bodenbach. Die letzten Spuren einer direkt auf Drusbergschichten transgredierenden Assilinschicht sprechen für diese Einordnung, wodurch sich diese Profile ebenfalls natürlich an das Profil der Mutenwändli-Scholle anschliessen, wo schwächiger Assilinengrünsand nordwärts auf Drusbergschichten übergreift. Ueber den letzten Andeutungen eines Exponens-Horizontes folgt in diesen Profilen eine ziemlich kräftig entwickelte, sterile Sandsteinbank, die offenbar faziell die Hauptmasse der mächtigen Nummuliten-sandkalke der südlichen Region vertritt und auch an ihrer Obergrenze nochmals ein "Complanatenniveau" als Abschluss zeigt. Noch stets weisen die Formen des *Perforatusphylums* in dem letzteren sowohl wie in der basalen Andeutung eines Exponensniveaus auf mittleres Lutétien hin. Auch schliesst das Profil oben mit einer sterilen Sandbank ab, die immer noch den "Grenzsandstein" des Kistenstöckliprofils vertritt.

6. Von den nördlich anschliessenden Profilen, die nun nirgends mehr Andeutungen eines Assilinenhorizontes an der Basis zeigen, sind die meisten, mit Ausnahme desjenigen der Torkopf-Schuppe, von ihrer Unterlage tekto-

nisch abgelöst. Die Einordnung dieser Nummulitenkalklamellen in der Faziesabwicklung ist somit nicht mehr unmittelbar gegeben. In den Profilen der Nüschenegg-Schuppen (Profil 5), die wahrscheinlich noch nicht weit von ihrer ursprünglichen mesozoischen Unterlage abgeschleppt sind, rückt nun ein "Complanatenhorizont" direkt an die Transgressionsbasis, gefolgt von einer ziemlich mächtigen Sandsteinbank, welche an ihrer Oberkante ein zweites Niveau mit grossen Nummuliten zeigt, das nun aber keinen *N. millecaput* mehr enthält, jedoch durch *N. aff. uranensis de la Harpe 1883*, noch immer als mittleres Lutétien charakterisiert bleibt. Auf jeden Fall handelt es sich noch nicht etwa um oberes Lutétien mit *N. perforatus* Typus. Den Abschluss bildet immer noch der "Grenzsandstein", der hier über 10 m Mächtigkeit erreicht.

Im Profil 6 des Torkopfs ist ein "Complanatenniveau", durch *N. aff. uranensis de la Harpe 1883*, als mittleres Lutétien datiert, an der Transgressionsbasis vorhanden; es fehlt aber zum ersten Mal im Dach des nachfolgenden, 15 m mächtigen Sandsteins, der nur noch kleine Nummuliten führt, ein weiterer höherer Horizont mit grossen Nummuliten; es folgen direkt globigerinenhaltige, sandige Schiefer. Hier muss man sich fragen, ob die Sandsteinbank, wie bisher, auch noch das mittlere Lutétien vertritt, oder ob sie schon dem "Grenzsandstein" entspricht.

7. Leider kann man für dieses Problem in der nördlichen Fortsetzung des Schuppengebäudes keine sichere Antwort finden, indem nun unterhalb der Torkopf-Schuppe alle Vorkommen von Nummulitengesteinen völlig frei als Lamellen im Globigerinenschiefer schwimmen und auf beträchtliche Distanz von ihrer ursprünglichen Unterlage verschleppt sein können, sodass man eine normale weitere Fortsetzung des Faziesquerprofiles nicht ohne weiteres erwarten kann.

In der Tat fällt auch das Profil der Nummulitenschichten, die in die "Mulde" der Ober-Baumgartenalp eingekellt sind, stark aus dem Rahmen. Für die ca. 32 m geschieferter Nummulitenkalke voller *N. helveticus Kaufmann*, welche im Profil 7a von Ober-Baumgartenalp in wahrscheinlich verkehrter Lagerung direkt unter dem Malm der Torkopfplatte liegen, findet man innerhalb der bisher gegen N verfolgten normalen Faziesentwicklung kein Analogon. Eine ähnliche grosse Mächtigkeit von *N. helveticus Kaufmann* enthaltenden Kalken wird erst ganz im S am Kistenstöckli wieder erreicht. Es fehlt aber nach meinen Aufnahmen eine Andeutung von Assilinengrünsand, die man erwarten müsste, wenn dieses Vorkommen so weit aus dem S herangeschleppt sein sollte. In der unteren Serie von Nummulitenschichten von Ober-Baumgarten ist ein Complanatenniveau wieder nur von einigen Metern Mächtigkeit vorhanden, und hier spricht OBERHOLZER, p. 398 (Schicht (4)), merkwürdigerweise von einem reichlichen Vorkommen von *Ass. exponsus* und *Ass. mamillata*, während ich hievon in diesem Horizont nichts bemerken konnte.*) Abgesehen von diesem problematischen Punkt differiert das Profil der Nummulitenschichten bei der Alphütte von Ober-Baumgarten (Profil 7b) nicht so auffallend vom Profil 6 am Tor, als dass es nicht seine nördliche Fortsetzung darstellen könnte. Nimmt man, wie es wahrscheinlich ist, für dieses Profil 7b verkehrte Schichtlagerung an, so wird auch hier ein einziges "Complanatenniveau", durch *N. aff. uranensis de la Harpe 1883*, noch immer als mittleres Lutétien datiert, stratigraphisch von einem Quarzsandstein überlagert.

8. Charakteristisch für die Lamellen von grossforaminiferenhaltigen Gesteinen innerhalb der "Mulde" zwischen Ober-Baumgarten und Unter-Baumgarten ist das Fehlen von Kalken mit grossen Nummuliten, mit Ausnahme eines Aufschlusses der Üelialp. Diese Vorkommen enthalten nur Kalke mit kleinen Nummuliten sowie mächtige Disco-cyclinenkalke. Im obersten Wändchen des Geissberges, wo Nummulitenkalk ohne grosse Nummuliten direkt auf Valanginienkalk transgrediert, steht dieser mit der unterliegenden Kreide noch in normalem Transgressionskontakt. Diese Tertiär-Kreideserie stellt eine von der Unterlage der Geissberg-Schuppe abgelöste Lamelle dar. Sie kann nicht weit von ihrer ursprünglichen Unterlage abgeschleppt sein, da für diese Zone normalerweise die Kreide oben mit Valanginienkalk endigt.

9. Im übrigen findet man in der Umhüllung der Geissberg-Schuppe wie auch des Gewölbes von Unter-Baumgarten überall Globigerinenschiefer am direkten Kontakt mit der mit Oehrlíkalk, eventuell stellenweise auch noch mit Valanginienkalk abschliessenden mesozoischen Kalkserie. Auch wo - wie am Trittalpeli - Nummulitenkalke mit dieser Unterlage in direkte Berührung kommen, gehören sie nicht stratigraphisch unmittelbar dazu, sondern zu dem völlig abgerissenen Furbachkeil. Einzig im Bodenbach steht wahrscheinlich das basale, mit einem Assilinenhorizont beginnende Tertiärprofil mit den unterliegenden Drusbergschiefern noch in normalem Transgressionskontakt. Hat man nun aber das Profil der Faziesentwicklung der basalen Transgressionsbildungen in der voranstehenden Weise von S nach N bis zu diesem letzten, nördlichsten Aufschluss des Bodenbaches verfolgt, so wird man unbedingt diese

*) Anmerkung: Ebenso erwähnt J. SCHUMACHER, 1948, (p. 84), Anmerkung, das Fehlen der Assilinen in den Nummulitenkalcken der Ober-Baumgartenalp.

Entwicklung des basalen Tertiärs an dieser Stelle, ebenso die dazugehörige Kreideserie bis zu den Drusbergsschichten als fremd empfinden. Angenommen das Fehlen von basalen transgressiven Nummulitenbildungen mit grossen Nummuliten im südlich benachbarten Streifen des Unter-Baumgarten-Gewölbes und der Ueliamulde wäre nur tektonisch bedingt und das mittlere Lutétien im nördlichen Teil der Tierfehdauwölbung würde infolge einer merkwürdigen Anomalie des Faziesverlaufes tatsächlich nochmals regeneriert - selbst mit einem Assilinenhorizont an der Basis, wie er normalerweise erst von der Stirn der Mutenwändli-Schuppe an einsetzt - so ergeben sich doch viele Argumente gegen eine solche Auffassung. Schon das gleichzeitige Auftreten der weiteren Anomalie, dass hier auch die Kreide bis zu den Drusbergsschichten ergänzt ist, was normalerweise erst von der Tor-kopfstirn gegen S hin der Fall ist, ist doch sehr auffallend. Weitere Argumente gegen eine normale Auflagerung dieser Kreide und des anschliessenden Tertiärs auf dem N-Abfall der Tierfehdauwölbung ergeben sich aber auch aus dem nachstehenden Vergleich dieser zusammengefassten Ergebnisse des Faziesprofils im Kistenpass-Sektor mit den westlichen Nachbargebieten und den allgemeinen Erkenntnissen der Eocänstratigraphie der helvetischen Alpen.

D. Vergleiche der Eocänstratigraphie des Untersuchungsgebietes mit derjenigen der Nachbargebiete

Durch W. LEUPOLD, 1939, und seinen Schüler J. SCHUMACHER, 1948, sind neue Resultate für die Einteilung der mitteleocänen Ablagerungen des Helvetikums gegeben worden, deren nummulitenstratigraphische Basen wir schon in Abschnitt III A zusammengefasst haben. Die lokalstratigraphischen Arbeiten in der näheren Umgebung meines Untersuchungsgebietes, von J. OBERHOLZER, J. J. JENNY und W. BRÜCKNER, sind diesen Arbeiten vorausgegangen und die neueren Gesichtspunkte sind für diese Gebiete nur den wenigen Bemerkungen zu entnehmen, welche J. Schumacher in seiner kurzen Publikation bezüglich der Profile im benachbarten Schächental gemacht hat.

Nach dem Boussac'schen Prinzip rücken infolge des Abweichens der Isopen von der allgemeinen Faltenrichtung des helvetischen Gebirges die Fazieszonen des Eocäns in umso nördlichere tektonische Einheiten, je weiter man gegen NE fortschreitet. Nach diesem Prinzip muss man die Fazieszonen, welche wir im Kistenpassprofil im Autochthon-Parautochthonen finden, im westlich benachbarten Gebiete des Schächentales entsprechend bereits in etwas höheren tektonischen Einheiten südlicherer Herkunft vorfinden.

Nun lässt sich die Faziesabwicklung von N nach S im Schächental zum Zwecke eines Vergleiches wie folgt rekonstituieren, wobei man für das ursprünglich nördlichste Gebiet ein bereits von J. JENNY 1934, Fig. 3, gegebenes Abwicklungsschema zu Rate ziehen kann. Auf dem Rücken des Erstfeldermassives transgredieren auf Malm oder Oehrlikalk noch Sandsteine, die man als Hohgantsandsteine bezeichnen kann, wenn man mit J. Schumacher alle Sandsteine, die älter als der Taveyannazsandstein und doch noch nicht mit einem der von ihm besonders benannten Sandsteinniveaux des Oberlutétien identisch sind, allgemein als Hohgantsandstein benennen will. J. Schumacher will ja auch den Titlisquarzit, obwohl dieser, charakterisiert durch *N. fabianii*, jedenfalls junger ist als die Basis des Hohgantsandstein der Randkette, als Hohgantsandstein bezeichnen. Manchmal verfangen sich die Sandsteine der Erstfelderaufwölbung seitlich mehr oder weniger mit Nummulitenkalken mit *N. striatus* und *N. boucheri*. Dies ist z. B. für den Hohgantsandstein der Randkette der Fall, wo es sich tatsächlich um zeitliche Äquivalente desselben handelt. Zwischen der Titliskette, in welcher der Titlisquarzit wahrscheinlich höheres Priabon vertritt, und der östlichen Erstfelderaufwölbung ist nun tieferes Priabon in den autochthonen Bereich vorgerückt.

Die nördlichsten Lokalitäten, wo grosse Nummuliten in der Transgressionsfläche und an der Basis von Sandstein vorkommen, sind die Ruchkehle-Schuppen an der N-Front der Windgällenfalte, welches Niveau Schumacher als "Obere Perforatusschicht des Ober-Lutétien" bezeichnet hat. In der Hohfaulendecke liegt im Prinzip an der Transgressionsbasis ein durchgehender Quarzit, aus dem sich gegen oben ein "Complanatenkalk" entwickelt, den Schumacher für seine "Complanatenschicht s.s." des Ober-Lutétien, d. h. für das Äquivalent desjenigen Horizontes im Ober-Lutétienprofil des Klimsenhorns hält, welchen ARN. HEIM, 1908, (p. 44), ebenfalls bereits als Complanatenschicht s. str. benannt hat. Entsprechend nennt Schumacher den unterliegenden Quarzit "Unteren Sandstein des Ober-Lutétien", eine in der Klein-Ruchenkette sich darüber einstellende höhere Quarzitlage "Oberen Sandstein des Ober-Lutétien". (Unterer Quarzsandstein und Oberer Quarzsandstein bei BRÜCKNER, 1937, (p. 139)). Als Ausnahme im Gebiet der Hohfaulen-Decke findet sich an der Plattistiege in der Unterlage des tieferen Quarzites und somit direkt an der Transgressionsfläche ein weiteres Vorkommen von grossen Nummuliten, aber ohne *N. millecaput*, d. h. offenbar mit grossen Formen des Perforatusphylums, welche Jenny noch als *N. uroniensis* angesehen hat.

Es handelt sich aber wahrscheinlich um ein kleines Relikt der "Unteren Perforatusschicht" im Sinne von Schumacher. Die grossen Nummuliten im Complanatakalk der Hohfaulendecke nennt Brückner bereits *N. perforatus*, wobei es sich nach der von Schumacher offenbar vorgenommenen Kontrolle tatsächlich um *N. perforatus* Typus handelt.

Gehen wir nun in die ursprünglich südlichere Ablagerungszone der Griesstockdecke, so finden wir als ein Hauptschichtglied der basalen Eocänbildungen immer noch eine mächtige Quarzsandsteinlage, welche Schumacher als Repräsentant des "Unteren Sandsteins des Ober-Lutétien" und als Aequivalent von Arn. Heim's "Grenzsandstein" des Kistenstöckliprofiles betrachtet. Eine von P. v. SCHUMACHER, 1928, (p. 12), für das nordwestlichste Profil des Windeggentunnels erwähnte dünne Lage mit *N. helveticus* und raren *N. millecaput* im Dach des Quarzites, wäre dann offenbar ein letzter Repräsentant des "Complanatakalks s.s.". Als Neuigkeit erscheint nun in demselben Profil erstmals an der Basis des Quarzites und als Transgressionsschicht über dem Unteren Schrattenkalk eine dünne kalkige Schicht mit *N. millecaput*, die in der Fortsetzung gegen NE bald mächtiger und glaukonitisch wird und dann auch *Ass. exponens* führt. Am Griesstock selbst erreicht der auf Seewerkalk transgredierende Assilinengrünsand nach P. v. SCHUMACHER, 1928, (p. 12), bereits 2,5 m und wird überlagert von 2 m "Complanatakalk" und 4 - 5 m "Grenzsandstein". Brückner bezeichnet die Formen des Perforatophylums, welche er im Assilinengrünsand angetroffen hat, immer noch als "*N. perforatus*"; es ist aber klar, dass es sich hier nicht mehr um *N. perforatus* Typus handeln kann. J. Schumacher bezeichnet den am Windeggtunnel erstmals auftretenden basalen Kalk ohne weiteres als Uranensiskalk, d.h. als Vertreter des Unteren Lutétien vom Typus Sisikon. Nach unseren Resultaten dagegen ist es wahrscheinlich, dass es sich hier bei diesem nördlichen Einsetzen der Grünsandbildungen noch nicht um *N. uroniensis* von Sisikon, im Sinne Arn. Heim's, handelt, sondern um eine der Perforatusformen des mittleren Lutétien, wie wir sie im Gebiet des Kistenpassprofiles festgestellt haben.

Gehen wir schliesslich ins Gebiet der Kammlistockdecke und des Chamerstocks über, so finden wir nur noch Assilinengrünsand und darüber "Complanatenkalk", beide 2 - 3 m mächtig; der nachfolgende Quarzsandstein aber ist verschwunden und der Uebergang zu den Globigerinenschiefen erfolgt sehr rasch, mit einem nur sehr schwach entwickelten Niveau von Pectinitenschiefen.

Vergleichen wir unser Faziesquerprofil des Kistenpasses mit dem hier resümierten der westlich anschliessenden Region, so können wir keine analoge Entwicklung des Alttertiärs feststellen, entsprechend derjenigen der Erstfelderaufwölbung im Reusstal. Die Fazieszone, wo hoggantartiger Sandstein direkt auf den autochthonen Malm oder Oehrlalk transgrediert, ist offenbar in nördlicher Richtung bereits aus dem in der Tierfehdkuppel gegebenen Beobachtungsbereich verschwunden, es sei denn, dass die Kalke ohne grosse Nummuliten und Sandsteine in der Mulde zwischen Ober-Baumgarten und Unter-Baumgarten noch etwa Aequivalente hoggantandsteinähnlicher Bildungen darstellen würden.

Unsere nördlichsten Profile von sicher kompletter, ungestörter Zusammensetzung beginnen erst mit dem Profil des Torkopfs, das im Prinzip unten einen Sandkalk mit *N. millecaput* und *N. aff. uranensis* 1883, danach einen besonders mächtigen Quarzit und einen längeren Uebergang zu den Globigerinenschiefen zeigt. Dieses Profil kann noch mit keinem derjenigen der Hohfaulendecke gleichgesetzt werden, welche offenbar alle noch durch *N. perforatus* Typus charakterisiert sind und noch ganz dem Oberen Lutétien angehören müssen.

Südlich anschliessend reihen wir in unserem Gebiet die Profile vom Typus Bodenbach und Hinter-Sulz ein, welche an der Basis eines immer noch mächtigen Quarzsandsteins zum ersten Mal einen zuerst nur sehr schwächtigen, zunächst noch kalkigen Transgressionshorizont mit *Ass. exponens*, *N. millecaput* und *N. aff. uranensis* de la Harpe 1883, zeigen. Im Beispiel des Bodenbaches folgt über dem Quarzit nochmals eine Lage mit *N. millecaput* und *N. aff. uranensis* de la Harpe 1883, sodass das Ganze bis hierher ins mittlere Lutétien gehört. Ganz zuoberst aber, nochmals durch einen Sandstein getrennt, folgt eine Lage mit *N. millecaput* var. *tenuissima* allein. Für diese letztere würde nichts im Wege stehen, sie mit dem Complanatakalk s.s. von J. Schumacher zu parallelisieren.

Ein Analogon zu dieser Zusammensetzung finden wir nun offenbar im Profil des Windeggentunnels der Klausenstrasse, an der Stirn der Griesstockdecke. Dort finden wir auch die zunächst kalkige Transgressionsschicht mit *Assilina exponens* an der Basis und nach P. von Schumacher eine weitere Complanataschicht als oberen Abschluss des Quarzsandsteins.

Es folgt nun in beiden Gebieten, auf dem Rücken der Griesstockkette gegen S hin, wie ganz analog auch im Gebiete des Muttseeplateaus und der Kistenpasshöhe gegen S hin, die Entwicklung der transgressiven Basisschicht

zu einem eigentlichen Assilinengrünsand, der unmittelbar darauf liegenden Schicht zu einem eigentlichen tiefsten Complanatenniveau, während der nachfolgende Quarzsandstein allmählich zu Sandkalk wird und in verschiedenen Höhen weitere, ausgesprochene Complanatenhorizonte entwickeln kann. Immer bleibt zuoberst ein steriler Sandstein, Arn. Heim's Grenzsandstein, den J. Schumacher für ein Aequivalent seines "Unteren Sandsteins des Ober-Lutétiens" hält.

Das ganze Schichtglied von Mittel-Lutétien-Alter in der Unterlage dieses Sandsteins schwillt entlang des Kistenpass-Querschnittes bis zum Kistenstöckli mächtig an und erreicht dort über 5 m basalem Assilinengrünsand zuletzt eine Dicke von 35 m. Von einer analogen Entwicklung sehen wir nun im Gebiet Schächental-Klausenpass nichts. Die grösste Mächtigkeit von Assilinengrünsand und nachfolgendem Complanatakalk in der südlichen Griesstockdecke erreicht auf der unteren Balmaalp nach Brückner etwas über 6 m, am Griesstock nach P. von Schumacher 8,5 m; in der Kammlistockdecke und der Kammerstock-Schuppe gehen die Mächtigkeiten auch nicht über 7 m hinaus und hier muss man sich schon sicher südlich jenseits der am Kistenstöckli erreichten Zone des Ablagerungsraumes befinden. Wir sehen ja auch in der Tat, dass die am Kistenstöckli erreichte Gesamtmächtigkeit wiederum abnimmt, wenn wir uns gegen E in das Gebiet des Ladrals und des Panixerpasses begeben, wo die Gesamtmächtigkeit der Schichten über dem Assilinengrünsand bis an die Oberkante des Complanatenkalks bereits wieder auf 10 - 12 m zurückgegangen ist.

Die dem Kistenstöckli entsprechende Zone grösster Mächtigkeit des mittleren Lutétien ist also offenbar im Gebiete Schächental - Klausenpass nicht vertreten. Leider ist das Gebiet von Altenoren - Clariden hinsichtlich der Stratigraphie des Tertiärs bisher nur summarisch bekannt geworden. Aus den Angaben von J. OBERHOLZER (1933) und H. WIDMER (1949) lässt sich entnehmen, dass die Nummulitenbildungen in der Spitzalpeli-Zuetribistock-Kette recht beträchtliche Mächtigkeiten erreichen. *) Hier sind also möglicherweise die grossen Mächtigkeiten des Kistenstöckliprofiles vorhanden und tektonisch in eine nördlichere Position vorgeschoben. In der Wagetenkette erreichen Grünsand und Complanatenkalk zusammen bis 12 m. Hier wäre ein Stück der weiteren Entwicklung zu grösserer Mächtigkeit zu finden, das der südlichen Griesstockdecke noch fehlt.

Wie schon im Abschnitt A bemerkt worden ist, fehlt dem von J. Schumacher gegebenen Schema der Lutétienvorkommen der Zentralschweiz eine Vertretung des mittleren Lutétien, das nun nach unseren Resultaten in der Kistenpassregion mächtig entwickelt ist. Wahrscheinlich ist solches mittleres Lutétien nicht nur nach den obigen Vergleichen in der Griesstockdecke, sondern auch in den westlicheren Bezirken der Zentralschweiz vorhanden, wo es in immer höheren tektonischen Elementen zu suchen wäre.

Bekanntlich ist das berühmte Vorkommen des vollständigen Ober-Lutétienprofils in der Klismenhornmulde des Pilatus von den nächst südlicheren Lutétienvorkommen auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke durch die Zone der mittleren Pilatusfalten getrennt, wo der Stadschiefer bis auf den Schratenkalk herunter transgrediert. Erst am S-Rand des Pilatus stellen sich wieder basale Nummulitenschichten ein, welche noch näher zu untersuchen wären und es folgen darauf gegen S die Vorkommen in der Umhüllung des Mueterschwandgewölbes. Diese bestehen aus einer Folge von Assilinengrünsand, vor allem sehr mächtigem Complanatenkalk und dem manchmal im Dach desselben entwickeltem sog. Nummulinengrünsand von Buxtorf, 1910, der nach Schumacher *N. auricus* und *N. boussaci* enthält und daher sehr wohl bereits mittleres Lutétien vertreten könnte. Anlässlich einer Exkursion bemerkten Prof. W. Leupold und der Verfasser im sehr mächtigen Nummulitenkalk (Schichtglied 3 in Bentz, 1948, p. 29) von Voribach S Sarnen Perforationsformen, welche eher einer der Spezies des mittleren Lutétien zugehören dürften, als zu *N. uroniensis* Arn. Heim 1908, Typus Sisikon. Die Nummuliten, welche im Nummulitenkalk des benachbarten Vorkommens am Landenberg *N. millecaput* begleiten, bezeichnet Bentz selbst nur als *N. cf. uranensis*. Am Bürgenstock erreichen Assilinengrünsand und Complanatenkalk zusammen 30 - 40 m und damit Mächtigkeiten, die von allen Profilen im Helvetikum allein mit der Entwicklung am Kistenstöckli verglichen werden können. Aus dem Gebiet des Vitznauerstocks und der Rigihoehfluh werden von F. J. Kaufmann ebenfalls besonders grosse Mächtigkeiten von Assilinengrünsand und Nummulitenkalk angegeben und aus den Grünsanden der erstgenannten Lokalität stammen die sehr typischen Exemplare von *N. aff. uranensis de la Harpe* 1883, der Sammlung Kaufmann. In den Grünsanden und Complanatakalken der Zone Mueterschwandberg-Bürgenstock-

*) Nach den neuesten Untersuchungen von F. FREY (mündliche Mitteilung) bildet meist ein heller, steriler Quarzit die Basis des Tertiärs. Südlich der Claridenhütte transgrediert dieser Quarzit auf Oehrlikalk. Nur gerade am Weg gegen die Beckenen hinüber, in der Verkehrtserie der hinteren Aufbiegung der Schuppe des Altenorenstockes finden sich die lokal mit einer geringmächtigen, schwach grünsandigen Nummulitenbrekzie einsetzenden Nummulitenschichten unter einem bereits von J. OBERHOLZER, 1933 (pp. 360, 399) erkannten Erosionsrelikt von Seewerkalk.

Vitznauerstock ist also sehr wahrscheinlich mittleres Lutétien vertreten, wo J. Schumacher bereits echten Uranensis-kalk und Uranensis-Grünsand des unteren Lutétien von Sisikon sehen wollte. Die Frage ist, ob die Sukzession basaler Exponensgrünsand - Complanatakalk ganz allmählich gegen S älter wird, und so aus einer Vertretung des mittleren Lutétien zu einer des Unteren Lutétien wird. Dies sind Probleme, die in der Zentralschweiz vor allem in der Axendecke, noch zu verfolgen sind.

Eine Vertretung des Oberen Lutétien im autochthonen Tertiär bei Tierfehd ist somit noch problematisch. Die Nummulitengesteine, welche Schumacher jedenfalls bei Linthal dem Autochthon zugehörig angenommen hat, ergeben sich als Mittleres Lutétien und als von S verschleppt. Es wäre durchaus möglich, dass die Abwesenheit von basalen Nummulitenbildungen und ein Uebergreifen von Globigerinenschiefer auf die mesozoische Kalkunterlage auf der Tierfehdkuppel ein Analogon bildet zum erwähnten Unterbruch der basalen transgressiven Nummulitenbildungen, wie sie sich in den Pilatusfalten zwischen die Zone des transgressiven Oberlutétien und des transgressiven Mittellutétien offenbar einschaltet.

E. Schlussfolgerungen zur Stratigraphie des Eocäns

Ich gelange deshalb schon auf Grund dieser Ergebnisse, einer Verfolgung der Veränderungen der basalen Transgressionsbildungen des Eocäns im Kistenpass-Sektor zu folgenden wichtigen Schlussfolgerungen :

1) Eine normale Entwicklung des Faziesprofils lässt sich von S sicher verfolgen bis in die Torkopf-Schuppe. Dort reduziert sich das Profil des Transgredierenden Eocäns auf eine durch N. aff. *uranensis* de la Harpe 1883, immer noch als mittleres Lutétien datierte transgredierende "Complanataschicht" und einen nachfolgenden mächtigen Quarzsandstein, der bereits dem "Grenzsandstein" Arn. Heim's im Kistenstöckliprofil entsprechen kann; denn es folgen direkt darüber Schiefer vom Typus "Schistes gréseux fauves" und danach schon Globigerinenschiefer.

2) Im Bereich der Tierfehdkuppel besteht viel Wahrscheinlichkeit für ein transgressives Uebergreifen der Globigerinenschiefer auf den Malm. Auf jeden Fall setzt in diesem Faziesbereich die weitere Entwicklung grosser Nummuliten gemäss dem Boussac'schen Prinzip - allmähliches Vorrücken jüngerer Horizonte an die Tertiärbasis in nördlicher Richtung - unvermittelt aus. Diese Entwicklung scheint durch eine Faziesanomalie - rasches Uebergreifen der Globigerinenschiefer auf die prätertiäre Unterlage - lokal gestört worden zu sein. Eine Analogie zu einer solchen Lücke zwischen der Verbreitung der Nummulitenbildungen des Oberen Lutétien und denjenigen des Mittleren Lutétien, findet sich im Pilatusgebiet. Es ist aber auch in diesem Zusammenhang auf die zahlreichen, besonders aus den Zusammenstellungen von W. BRÜCKNER (1946) bekannt gewordenen Vorkommen von Konglomeraten in den "Stadschiefern" hinzuweisen, mit ihren aufgearbeiteten Komponenten aus Nummulitenschichten und der helvetischen Kreideunterlage. Das Konglomeratniveau am Kistenstöckli vermehrt ja diese Reihe um eine weitere Fundstelle. Das Eintreten stärkerer tektonischer Bewegungen im Laufe des Priabon ist evident und eine direkte Auflagerung von Globigerinenschiefern auf die mesozoische Unterlage der Tierfehdkuppel ist demnach durchaus möglich. Es bleibt weiter zu prüfen, ob es nicht, z.B. an der W-Seite des Linthals, Stellen gibt, wo Reste der ursprünglichen mitteleocänen Transgressionsbildungen, die auch im nördlichen Autochthonen zunächst wohl abgelagert wurden, noch erhalten geblieben wären.

3) Jedenfalls gehört aber das Eocän des Bodenbaches nicht zu der scheinbaren Unterlage, dem N-Abfall der Tierfehdkuppel, sondern verbindet sich zusammen mit seiner unmittelbaren Unterlage von Kreide nach S hin mit dem Furbachkeil und ist mit dem letzteren aus der Fazieszone unmittelbar N der Mutenwändli-Schuppe nach N abgeschleppt worden.

Es wird noch zu untersuchen sein - mein Gebietsnachbar F. Frey ist in dieser Richtung schon zu gewissen Resultaten gekommen (vergl. p. 58) - wo an der Obergrenze der mesozoischen Kalke der Tierfehdkuppel nun genau die Trennfläche dieser bedeutenden Abschiebungsscholle verläuft, d.h. wie viele weitere Schichtglieder zwischen dem Malmkalk (? Zementsteinschichten) der Tierfehdkuppel, mit welchem das Bodenbachprofil unten beginnt, und den merkwürdigen Drusbergschichten an der Tertiärbasis ebenfalls zu der abgeschobenen Masse gehören. Im Furbachkeil ergänzt sich ja die abgeschobene Serie nach unten bis in den Oehrlikalk.

4) Die abgeschobene Masse ist, wie noch weiter zu diskutieren sein wird, Träger der Taveyannazsandstein-Alt-dorfersandsteinserie des höheren Bodenbaches, d.h. der Vorstegstockscholle. Denn über dem Globigerinenschiefer, mit dem wir unsere Beschreibung des Bodenprofils vorläufig gegen oben haben endigen lassen, folgt sogleich und durchaus normal das Flyschprofil - (Detailprofil Nr. 15), welches wir weiter unten beschreiben - der Vorstegstockscholle. Da wir zu der Auffassung gelangen, dass diese Vorstegstockserie des Flysches, zu welcher die Hauptmasse des sog. "autochthonen" Glarner Flysches gehört, über zwei tiefere Flyschserien, die Hausstockscholle und die Mutenstockschollen hinweg, d.h. über beträchtliche Distanz aus dem S her verschoben worden ist, so ist es

natürlich von grosser Bedeutung, wenn wir konstatieren, dass auch schon das unterliegende Eocän mit Teilen von Kreide über beträchtliche Distanz gegenüber der scheinbaren Unterlage verschoben sein muss.

5) Wenn Kreide und Eocän des Bodenbachprofiles und des Furbachkeils ursprünglich aus dem N-Rande der Fazieszone mit Assilinengrünsand und unterlagernden Drusbergsschichten stammen, so heisst das, dass diese Lamellen aus einem Bereich abgetrennt worden sind, welcher noch S der Torkopf-Schuppe gelegen ist. Heute liegen aber dieselben zusammen mit weiteren völlig abgetrennten Lamellen eventuell desselben Ursprungs (Ober-Baumgarten?) nördlich unter der Torkopf-Schuppe. Sie können nur durch einen zweiphasigen tektonischen Vorgang in diese Lage geraten sein. Zuerst müssen die Lamellen von Nummulitengesteinen, zum Teil mit Resten der kretazischen Unterlage, von ihrem Liegenden abgetrennt worden und nach N bis auf das nördliche Autochthon abgewandert sein. Dabei wäre es mechanisch kaum verständlich, wenn sich diese dünnen Lamellen nur für sich allein in Bewegung gesetzt hätten. Sobald man aber erkennt, dass es sich hier nur um Schubsplitter an der Basis des viel imponierenderen Vormarsches des ganzen Sandstein-Dachschiefer-Flysches handelt, so wird der Vorgang verständlicher und ist vielleicht nicht so sehr als Schuppung durch Ueberschiebung, denn als ein passives Mitschleppen an der Basis einer umfangreichen Schweregleitungs- masse zu verstehen.

Als ein zweiter tektonischer Vorgang folgte danach die Ausbildung der Schuppen des parautochthonen Sedimentmantels, wobei die im ersten Vorgang losgerissenen Eocänlamellen in die Globigerinenschiefermulden zwischen den Schuppen einbezogen wurden, wie wenn sie zur normalen Sedimentbedeckung der mesozoischen Schuppenkeile gehörten. Als letzter Vorgang ist die Deformation des ganzen Schuppengebäudes anzusehen, durch welche der Furbachkeil und die auflagernde Masse des Sandstein-Dachschiefer-Flysches in S-förmiger Verbiegung um die Stirn der Torkopf-Schuppe herumgebogen und zum Teil unter dieselbe hineingewickelt wurde. Dieser letzte Vorgang hängt offenbar zusammen mit der Erhebung und Vorfaltung des Aarmassives über das Erstfelder Massiv und ist das östliche Analogon zur Einwicklung des Schächentaler Flysches unter die Stirn der Hohfaulendecke. Auf diese tektonischen Vorgänge wird am Ende der Arbeit nochmals zurückzukommen sein. Hier war zunächst einmal hervorzuheben, welche Bedeutung der Faziesabwicklung der basalen Eocänbildungen im Rahmen dieser Arbeit zugekommen ist. Es wurde einleitend schon bemerkt, dass der Verfasser, primär mit dem Studium des Sandstein-Dachschiefer-Flysches beschäftigt, sich erst in zweiter Linie für das Problem der Stratigraphie der basalen Transgressionsbildungen des autochthon-parautochthonen Eocäns interessiert hat. Wie aus dem Vorstehenden ersichtlich, haben sich daraus für sein Hauptproblem wichtige Hinweise ergeben. Immerhin möchte ich den ersten Teil meiner Arbeit nicht ohne die Bemerkung abschliessen, dass ich mir bewusst bin, mit der Behandlung der Stratigraphie des basalen Eocäns keine vollständige Darstellung gegeben, sondern nur eine neue Basis gelegt zu haben. Die Bearbeitung der Nummulitenfaunen in den harten und vielfach auch tektonisch gestörten Gesteinen ist schwierig und vor allem zeitraubend. Das Studium derselben wurde nur so weit getrieben, dass es gestattete, zu der soeben dargestellten Faziesabwicklung und zu den daraus zum Schlusse gezogenen tektonischen Konsequenzen zu gelangen. Eine weitere Behandlung der Probleme der Stratigraphie des helvetischen Mitteleocäns, wie sie von Leupold und Schumacher begonnen worden ist, wäre - basiert auf ein genaueres Studium des Nummulitenfaunen - immer noch sehr erwünscht und lohnend.

F Die höheren Schichten des Mitteleocäns und das Ober-Eocän

J. SCHUMACHER (1948) verwendet die Bezeichnung "Grenzsandstein", welche Arn. Heim für die Sandsteinschicht (10) des Kistenstöckliprofiles eingeführt hat, in einem anderen Sinne. Er definiert den "Grenzsandstein" als eine Lage von sterilem Sandstein, welche, so wie dies im Standardprofil des Klimesenhorns der Fall ist nach seiner Angabe überall den letzten, obersten Horizont mit grossen Nummuliten, seine "Obere Perforatusschicht des Ober-Lutétien", von der nachfolgenden "basalpriabonen Discocyclinenschicht" abtrenne. Die Priabonuntergrenze könne an der Unter- oder Obergrenze oder inmitten dieses "Grenzsandsteins" liegen, p. 85/86. Wie J. Schumacher ausdrücklich bemerkt, entspricht der "Grenzsandstein" von Arn. Heim im Kistenstöckliprofil nicht dem "Grenzsandstein" im Sinne dieser neuen Definition, sondern dem "Unteren Sandstein des Ober-Lutétien", welcher mancherorts, zum Beispiel in der Griesstockdecke, wo die "Untere Perforatus-Schicht des Ober-Lutétien" fehle, die letztere vertreten könne und dann direkt auf den Uranensis-Schichten des Unter-Lutétien liege. Schumacher schreibt offenbar diesem Sandstein einen gegenüber der Unterlage transgressiven Charakter zu. Was Schumacher in unserem Gebiet als Uranensis-Schichten des Unteren Lutétien vom Typus Sisikon betrachtet hat, gehört in Wirklichkeit noch dem Mittleren Lutétien an. Es könnte somit über diesen Schichten ganz natürlicherweise und ohne grössere Lücke der "Untere Sandstein des Ober-Lutétien" folgen. Im Kistenstöckliprofil geht tatsächlich der Sandstein (10) aus dem Kalk (9) - mit den letzten N. millecaput und N. aff. uranensis - durch Uebergang her-

Nach N hin, jedenfalls bis in das Gebiet des Muttengewändli, bleiben die Verhältnisse analog denjenigen des Kistenstöckli, wo die gleiche Sandsteinschicht (Nr. (6) und (7) in Profil 4) immer noch unmittelbar dem durch N. aff. uranensis 1883 charakterisierten Niveau des Mittel-Lutétien auflagert. Es ist tatsächlich wahrscheinlicher, dass in diesem ganzen Gebiet der Sandstein an der Obergrenze der Schichten mit grossen Nummuliten nicht dem "Grenzsandstein" im Sinne der neuen Definition entspricht, d.h. dass er nicht schon an der Untergrenze des Priabon liegt, sondern dass damit erst das Ober-Lutétien einsetzt. Da bekanntlich N. striatus schon im oberen Lutétien auftritt, so könnte auch die oberste nummulitenhaltige Schicht (9) im Profil 2 immer noch oberstes Lutétien darstellen. Am Bodenbach (Profil 15) könnte dann möglicherweise die Schicht (5) ebenfalls noch diesem "Unteren Sandstein des Ober-Lutétien" entsprechen und die darüberliegende Schicht (6) mit N. millecaput var. tenuissima allein den ober-lutetischen "Complanatakalk s.s." im Sinne von Schumacher repräsentieren.

Im nördlichsten sicher normalen Profil, demjenigen des Torkopfs, (Profil Nr. 6) stellt eine einheitliche Quarzsandsteinschicht die Hauptmächtigkeit des basalen Nummulitenbildungen dar. Das mittlere Lutétien an der Transgressionsbasis ist nur noch durch einen sehr dünnen Horizont mit grossen Nummuliten angedeutet. Noch immer kann es sich bei dieser Sandsteinbank um denselben "Unteren Sandstein des Ober-Lutétien" handeln. Sie geht nach oben auch in eine beträchtliche Mächtigkeit von Uebergangsschichten vom Typus der "Schistes gréseux fauves" über, ohne Anzeichen einer eigentlichen "basalpriabonen Discocyclinenschicht" im Sinne von Schumacher.

Der Uebergang von Sandkalken bis sandigen Schiefern, in denen meistens auch Pectiniden und andere grosse Molluskenreste gefunden werden, über discocyclinenhaltige, immer noch stärker sandige oder kalkige Schichten zu den mehr und mehr nur noch siltigmergeligen Globigerinenschiefern scheint eine natürliche Faziesabfolge zu sein, welche sich überall dort in ähnlicher Weise einstellt, wo oberhalb der Nummulitenbildungen des Mittel-eocäns bald eine Serie reiner Globigerinenmergel folgt. Diese Faziesabfolge scheint zwischen den basalen Schichten mit grossen Nummuliten des Mittel-Eocäns und den Globigerinenmergeln zu vermitteln, unabhängig davon, ob die ersteren nun Ober-Lutétien, Mittel-Lutétien oder Unter-Lutétien darstellen. Wie wir heute anhand der grossen Nummuliten festzustellen imstande sind, entspricht die Schichtgrenze, an welcher die Fazies der basalen Kalke mit grossen Nummuliten gegen oben durch die genannte Faziesabfolge von Uebergangsschichten abgelöst wird, in den verschiedenen Zonen des helvetischen Ablagerungsraumes sehr verschiedenen Zeithorizonten innerhalb des Mitteleocäns. Dementsprechend ist nun auch anzunehmen, dass die unmittelbar anschliessenden Uebergangsschichten zu den Globigerinenmergeln nicht überall gleichaltrig, sondern ausgesprochen heterochron sind, wie dies schon Boussac im Prinzip postuliert hat. Während man früher, als alle "Complanatenschichten" für gleichaltrig gehalten wurden, auch diese nachfolgenden Horizonte noch als einander zeitlich entsprechend annehmen konnte, so ist es heute offenbar angezeigt, dieselben als heterochron aufzufassen. Der von Schumacher "basalpriabone Discocyclinenschicht" genannte Horizont, charakterisiert durch seine sehr grossen Discocyclinen, stellt trotzdem für eine gewisse Breite des nördlichen helvetischen Ablagerungsraumes einen eigentlichen Leithorizont dar. Nicht jeder discocyclinenhaltige Kalksandstein, der an der Obergrenze der Bildungen mit grossen Nummuliten auftritt, entspricht aber schon von vornherein der "Basalpriabonen Discocyclinenschicht" von Schumacher. Tatsächlich habe ich nirgends im Untersuchungsgebiet in solcher Position einen Horizont mit den grossen Discocyclinen gefunden, den man sicher mit jener Leitschicht an der Basis des Priabon hätte parallelisieren können. Es ist also auch durchaus nicht ausgeschlossen, dass der tiefere Teil der Globigerinenschiefer zum Beispiel am Kistenstöckli immer noch oberes Lutétien vertreten kann.

Anzeichen, welche an der Basis der Serie der Globigerinenschiefer auf eine Schichtlücke hindeuten, sind wichtig. Eine gewisse Bedeutung dürfte der bei der Muttseehütte und in den unteren beiden Lamellen von Hinter-Sulz unmittelbar an der Basis der Globigerinenschiefer in den Schichten vom Typus der "Pectinidenschiefer" oder "Schistes gréseux fauves" auftretenden Phosphoritknollenschicht zukommen, da sie einen Kondensationshorizont andeuten könnte. Im Kistenstöckliprofil fehlt aber eine ähnliche Erscheinung an der Basis der Globigerinenschiefer. Zwischen dem "Unteren Sandstein des Ober-Lutétien" und den ersteren herrscht der gewohnte allmähliche Uebergang über discocyclinenhaltige Niveaux und Pectinidenschiefer.

Dafür ist im Kistenstöckliprofil das rund 100 m über der Basis innerhalb der Globigerinenmergel gefundene, merkwürdige Mikrokonglomerat von Bedeutung, das aus Komponenten von helvetischen Kreidegesteinen besteht und Bruchstücke aufgearbeiteter Grossforaminiferen, wie N. millecaput und Ass. exponens, enthält. Während die Globigerinenschiefer unterhalb des Konglomerates sandsteinfrei sind, so tritt bald oberhalb des Konglomerates Wechsellagerung mit Sandsteinbänken ein, welche dann schliesslich in der Gipfelkappe dominieren. Dieses Konglomerat ist nach Lage in der Schichtreihe und Zusammensetzung ganz analog anderen Konglomeratvorkommen in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocäns, wie sie von BRÜCKNER (1946 a, 1952) teils neu beschrieben, teils nach der Literatur zusammengestellt worden sind.

Zum Teil liegen diese Konglomeratvorkommen unmittelbar an der Transgressionsbasis des Alttertiärs, oder wenigstens sehr dicht über noch erhaltenen Schichten mit grossen Nummuliten, sind aber auch dann schon deutlich mit Bindemittel oder Zwischenschichten vom Charakter der Globigerinenschiefer verknüpft. Konglomerate in solcher Lage hat Brückner zum Beispiel an mehreren Stellen in der Griesstockdecke und der Kammlistockdecke gefunden, im letzteren Falle auch begleitet von Sandsteinen. Andere solche Konglomerate mit Geröllen mesozoischer Kalke und aufgearbeiteten grossen Nummuliten liegen aber offenbar schon höher innerhalb der Serie der Globigerinenschiefer; so die von Brückner gefundenen Konglomerate in verschiedenen, langausgezogenen Globigerinenschieferantiklinalen, welche von S in die Sandstein-Dachschiefermassen des "autochthonen Flyschmantels" S des Schächentales vorstossen, aber auch die von ANDEREGG (1940) näher untersuchten Kleintalkonglomerate der Urirotstockgruppe. Weitere solcher Konglomeratvorkommen haben sich bekanntlich auch an einigen Stellen der Wildhorn-Drusbergdecke feststellen lassen. Noch weiter südlich im helvetischen Raum finden wir die Blockmergel des Spirstocks.

Brückner befasste sich in den erwähnten Arbeiten mit der Frage der Art und des Zeitpunktes der Bildung dieser Konglomerate. Er diskutiert zunächst die Möglichkeit, ob es sich, wenn auch die meisten derselben an die Erosion lokaler Bruchstufen gebunden erschienen, doch um den Effekt eines im ganzen helvetischen Ablagerungsraum gleichzeitigen tektonischen Vorganges handeln könnte, "der dann wegen der Vorkommen im Autochthonen erst im Priabon stattgefunden haben könnte." Weil aber die Globigerinenmergel im S-Helvetikum wahrscheinlich älter seien als im N-Helvetikum, so bestehe eventuell auch die Möglichkeit, dass die Konglomeratbildung im S bereits im Lutétien eingesetzt habe und der Bewegungsimpuls "sich mit der Zeit von S nach N fortgepflanzt hätte." Prof. Leupold ist, laut persönlicher Mitteilung und wie bereits in einem einleitenden Abschnitt erwähnt, eher für die erste Alternative und möchte den Bewegungsvorgang für den ganzen helvetischen Raum in den späteren Teil des Priabon fallen lassen, in die Zeit der Entstehung der durch eine typische Foraminiferenfauna charakterisierten Wängenkalk (die ja auch im Pilatusgebiet bereits aufgearbeitetes Seewerkalkmaterial enthalten können, BUXTORF (1917) und der analogen Discocyclinen-Lithothamnien-Breccien des S-Helvetikums mit ihren Uebergängen in Wildflysch-Konglomerate. Es sei zum Beispiel auch charakteristisch, dass die Konglomerate am Schimberg erst im Dach des Hohgantsandsteins, an der Basis der Schimbergschiefer auftraten.

Verfolgt man die Lage dieser Konglomerate in der Schichtreihe der Globigerinenschiefer unserer Nachbarregion näher, so kann man aus den Angaben von Brückner folgende Schlüsse ziehen: Am N-Rand der Erstfelder-Kuppel im Brunnital scheinen analoge Konglomerate zunächst an der Basis der Schiefer zu liegen und direkt auf den Malm zu transgredieren (1952, p. 28, Vorkommen Sparren). Im nächst südlich anschliessenden Faziesgebiet des "autochthonen Flyschmantels", vom Rücken der Hohfaulendecke an südwärts, müssen aber die Konglomeratlagen umgekehrt ursprünglich in einem stratigraphisch hohen Niveau der Globigerinenschiefer eingelagert gewesen sein, denn sonst könnten sie nicht bis in die engen Spitzen der liegenden "Stadschiefer"-Antiklinalen zwischen den Sandstein-Dachschiefer-Flyschmassen hinaus vorkommen und dicht an der Basis der letzteren liegen. Andererseits gelangen die Konglomerate in den ursprünglich südlich anschliessenden Regionen der Griesstock- und Kammlistockdecke wieder bis herunter an die Transgressionsbasis des Tertiärs, wo offenbar vorher vorhandene basale Nummulitenbildungen des Mitteleocäns teilweise entfernt und aufgearbeitet worden sind. Jenseits dieser Zone, vom Bereich der Axendecke an südwärts, scheinen die Konglomerate wieder höher in der Globigerinenschieferserie aufzutreten.

Vergleicht man die Lage des Konglomerathorizonts am Kistenstöckli mit diesen Daten, so befindet man sich offenbar, wie im "autochthonen Flyschmantel" S des Schächentales, in der Zone, wo die Konglomeratbildung erst hoch in der Schieferserie einsetzt, d.h. gerade zwischen den beiden durch die Erstfeldkuppel und durch die Griesstockdecke bezeichneten Schwellenregionen, wo wahrscheinlich gleichzeitige Konglomeratbildungen bis auf die prätertiäre Unterlage heruntergreifen. Dass das Konglomerat priabonen Alters ist, wird durch *N. incrassatus* und *Heterostegina helvetica* nachgewiesen.

Das Alter der darunter liegenden Globigerinenschiefer wird sich vielleicht einmal mit Hilfe der Kleinforaminiferenfauna noch festlegen lassen. Das verschiedene Alter der Globigerinenmergel, wie dies schon Boussac angenommen hat, wird ja neuerdings wieder durch die Verhältnisse im nördlichsten Faziesgebiet des Autochthonen in den südwestlichen helvetischen Alpen des Wallis bewiesen, wo Globigerinenmergel das tiefere Oligocän vertreten. Wahrscheinlich können sie nach Brückner, umgekehrt auch im südlichen Helvetikum, das Lutétien faziell vertreten. Da sich die Nummulitenbildungen im Kistenstöckliprofil bis an ihre Obergrenze nur bis zum mittleren Lutétien entwickeln, könnten die tieferen Globigerinenschiefer unterhalb des Konglomerathorizonts möglicherweise bereits oberlutétisches Alter besitzen.

Wenn, wie es wahrscheinlich ist, die Globigerinenschiefer im Gebiet der Tierfehdkuppel direkt auf Unterkreide liegen, so wären diese Verhältnisse offenbar analog denjenigen, welche sich nach den Angaben von Brückner für die Erstfelderkuppel im Brunnital ergeben, wo "Stadschiefer-Konglomerate" direkt auf den Malm transgredieren. Brückner macht ausdrücklich auf den wesentlichen Unterschied dieser Konglomeratbildungen mit den Basalkonglomeraten an der Transgressionsfläche des Alttertiärs aufmerksam, welche man in der westlichen Erstfelderkuppel an der Basis der dortigen Hohgantsandsteine und im Bereich der Windgällenfalte findet. Somit stellt sich sofort die Frage, welche Abteilung der Globigerinenschiefer, derart nach Abtragung bereits vorhandener mitteleocäner Nummulitenschichten bis auf die prätertiäre Unterlage heruntergreife. Möglicherweise müssten dies nicht die tieferen Globigerinenschiefer sein, welche man normalerweise durch einen Uebergang, vermittelt durch Pec-tinitenschiefer und "Schistes gréseux fauves", aus den mitteleocänen Nummulitenschichten mit grossen Nummuliten hervorgehen sieht. Denkbar wäre auch ein oberer, am Kistenstöckli und anderswo erst mit den Konglomeratbildungen einsetzender Zyklus von Globigerinenschiefern, welcher im Gebiete der Erstfelderkuppel und der Tierfehdkuppel sowie wiederum im Gebiete der Griesstockdecke und Kammlistockdecke, meistens mit den typischen Basalkonglomeraten mit "Stadschieferzement" bis auf die prätertiäre Unterlage heruntergreift.

Zur Nomenklatur der jüngeren eocänen Schichten wäre folgendes im Auge zu behalten: Die den Hohgantsandstein unterlagernden Schiefer, im Gebiet der Randkette zwischen Reuss und Aare, sind von F.J. Kaufmann "Hohgantschiefer" genannt worden; ihre Mächtigkeit nimmt nach S, wie dies Boussac dargestellt hat, auf Kosten des Hohgantsandsteins zu, und es entwickelt sich so der Komplex der "Schistes gréseux fauves" der mittleren Wildhorndecke. Die feinsandigen, braunen Schiefer, welche in unserem Gebiet an den meisten Stellen den letzten Uebergang zu den Globigerinenschiefern vermitteln, gleichen durchaus den Hohgantschiefern. Da sie jedoch wahrscheinlich bedeutend älter sind, so wurde lieber die neutral lautende, lithologische Bezeichnung angewendet, welche dafür in der W-Schweiz eingeführt worden ist.

Die Globigerinenschiefer im Dach des Hohgantsandsteins hat MOLLET (1921) - um den Gegensatz zu den (unteren) Hohgantschiefern deutlich zu machen - als "Schimbergschiefer" bezeichnet. Es ist bemerkenswert, dass die Stadschiefer der Originallokalität Alpnachstad stratigraphisch offenbar im Dach der Sandsteine vom Typus Hohgantsandstein liegen, welche höher oben am Hang über dem bekannten Aufschluss E von Alpnachstad anstehen und ihrerseits basalen Nummulitenschichten auflagern. Die Globigerinenschiefer von Alpnachstad, deren obereocänes Alter neuerdings von BOLLI (1951) auch mit Hilfe der Kleinforaminiferenfauna festgelegt werden konnte, sind also eher als ein Aequivalent der Schimbergschiefer zu betrachten, denn als ein solches der (unteren) Hohgantschiefer.

Auch die Stadschiefer im innersten Kern der Klimsenhornmulde liegen noch über den Hohgantsandstein-Aequivalenten, welche sich über dem klassischen Profil des Ober-Lutétien anschliessen.

Korrekterweise sollte deshalb die Bezeichnung "Stadschiefer" aus mehreren Gründen nicht auf die Globigerinenschiefer angewendet werden, welche in den südlicheren helvetischen Zonen unmittelbar über basalen Nummulitenbildungen lagern, in denen nachgewiesenermassen nur tiefere Teile des Mitteleocäns vertreten sind. Es wurde deshalb hier überall der neutrale Ausdruck "Globigerinenschiefer" verwendet. Die Bezeichnungen Stadschiefer und Schimbergschiefer wären Synonyma und erst die höheren Globigerinenschiefer des Kistenstöckliprofiles dürften eventuell mit diesen Bezeichnungen belegt werden. Nach diesen Ueberlegungen wäre es offenbar auch nicht korrekt, den Gipfelsandstein des Kistenstöckli als Hohgantsandstein zu bezeichnen. Die Fazieszone der echten Hohgantsandsteine gelangt noch bis an den N-Abfall der Erstfelderkuppel S Schattdorf, streicht dann aber offenbar nordwärts der Zone hinaus, wo nach Brückner im vorderen Brunnital ein "Stadschiefer-Konglomerat" direkt auf den Malm dieser Kuppel transgrediert.

BRÜCKNER (1952) macht darauf aufmerksam, dass sowohl im nördlichen wie auch im südlichen Helvetikum über dem Globigerinenschiefer zum Schluss gröber klastische Sedimente - Flysch - einsetze, während im mittleren Teil des helvetischen Faziesraumes die alttertiäre Serie nach oben mit den Globigerinenschiefern ende, sodass zwischen dem nordhelvetischen und dem südhelvetischen Ablagerungsraum eine "Flyschlücke" bestehe. In der Tat schliesst ja die alttertiäre Serie in der Einsiedler Zone des S-Helvetikums über den Globigerinenschiefern ("Fleckenmergeln") mit einer Sandsteinflyschserie priabonen Alters ab, welche LEUPOLD (1942) "intermediären Flysch" und BISIG (1957) "Blattengratsandstein" genannt hat. Der Gipfelsandstein des Kistenstöckli stellt das Einsetzen einer analogen Sandsteinbildung im N-Helvetikum dar.

Am Kistenstöckli allein, d.h. eigentlich im Muldensack unter der tiefsten subhelvetischen Schuppe des P.d'Artgas, ist ein derartiges, nach oben zu über eine Schichthöhe von rund 250 m noch tektonisch ungestörtes und komplettes Profil der Schichten der Beobachtung zugänglich, welche sich über den basalen Nummulitenbildungen aufbauen.

Im übrigen finden innerhalb des Stockwerks der Globigerinenschiefer die grossen Verschiebungen der hangenden Sandstein-Dachschiefer-Flyschmassen statt, sodass man sonst an keiner Stelle des Untersuchungsgebietes mehr sicher sein kann, dass die Schichtreihe über die basalen Anteile der Globigerinenschiefer hinaus noch stratigraphisch normal ist. Die basalen Teile der Globigerinenschiefer allerdings findet man noch an manchen Stellen durch das normale Uebergangsschichtglied der Pectinitenschiefer oder der feinsandigen Schichten vom Typus der "Schistes gréseux fauves" mit den unterliegenden Nummulitenbildungen stratigraphisch verbunden. Diese Verbindung an der Basis der Globigerinenschiefer, wie sie von manchen Stellen des Untersuchungsgebietes in den gegebenen Detailprofilen beschrieben worden ist, dürfte also zumeist noch stratigraphisch normal und ungestört sein.

Nun findet man anderseits an einigen Stellen des Untersuchungsgebietes, die in den nachfolgenden Detailprofilen der Taveyannazgruppe zusammengestellt wurden, die Globigerinenschiefer oben durch ungestörte Uebergangsschichten, durch Wechsellagerung, mit den nachfolgenden Taveyannazsandsteinen verbunden. An solchen Stellen muss man einen normalen stratigraphischen Uebergang der Globigerinenschiefer an ihrer Obergrenze in die Taveyannazsandsteine annehmen. Dazwischen aber sind innerhalb des Stockwerks der Globigerinenschiefer, welche tektonisch bald zu grösserer Mächtigkeit zusammengehäuft, bald fast gänzlich reduziert erscheinen, die Verhältnisse offenbar überall sehr stark gestört und die Profile demzufolge unvollständig - mit Ausnahme eben des Profils des Kistenstöckli, das bemerkenswerterweise einen normalen oberen Abschluss der Globigerinenschiefer durch eine Sandsteinformation zeigt, welche noch absolut frei von vulkanischem Detritus ist. Ueber das Verhältnis des Taveyannazsandstein zu diesem Gipfelsandstein des Kistenstöckli wird später noch zu sprechen sein.

IV. Lagerung und Stratigraphie des nordhelvetischen Flysches (Sandstein-Dachschiefer-Komplex)

A. Lokalbeschreibung

Innerhalb des tektonischen Stockwerks des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes können praktisch zwei Abschnitte unterschieden werden. Im südlichen Abschnitt wird dieses Stockwerk fast ausschliesslich nur von den stratigraphisch älteren Teilen der Sandstein-Dachschieferserie, der Taveyannazsandsteingruppe, aufgebaut. Diese letztere ist hier in mehreren Gross-Schuppen aufeinandergelagert, welche in sich und ausserdem noch miteinander in komplizierter Weise verfaltet sind. Die stratigraphisch jüngeren Anteile des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes spielen hier als synklinale Einschaltungen zwischen den Schuppen aus Taveyannazsandstein nur eine untergeordnete Rolle.

Umgekehrt dominieren im nördlichen Abschnitt des "autochthon-parautochthonen Glarnerflysches" die stratigraphisch jüngeren Anteile - die Altdorfersandsteine und Dachschiefer - der Serie. Ihre Taveyannazanteile sind hier teils als Unterlage dieser jüngeren Partien bereits unter dem Niveau der Talböden des Linth- und Sernftales der Beobachtung entzogen, teils findet man sie noch in Form von Schürflingen unter der Verrucanoüberschiebung nach N vorgeschleppt.

Die lokaltektonische Schilderung erfolgt natürlicherweise ebenfalls in zwei Teilen, zunächst in einer Analyse des komplizierten Baues der Taveyannazserien, welche sich im S über den Schuppen und Falten des parautochthonen Mesozoikums aufeinanderstapeln; danach in einer Besprechung der weiter nördlich gelegenen Altdorfersandstein-Dachschiefer-Massen und ihres Verhältnisses zur Tektonik des S-Abschnittes.

a) Die Detailtektonik des Abschnittes der Taveyannaz-Schollen (S-Abschnitt des NHF) *

1. Der Vorstegstock

Für die Entwerrung des S-Abschnittes geht man am besten vom Querschnitt des Kistenpasses aus, wo das ganze Flyschstockwerk durch den tiefen Einschnitt der Linth und des Limmerntobels von der Basis der Verrucano-Decke bis hinunter in die Schuppen und Falten des mesozoischen Sedimentmantels der Tierfehd- und Limmernkuppel in einem durchgehenden Profil aufgeschlossen ist.

Eine schöne Uebersicht über den Aufbau dieser östlich über dem hintersten Linthtal und dem Limmernboden sich auftürmenden Bergwand erhält man von der gegenüberliegenden Alp Altenoren aus. Sie wird sowohl durch OBER-HOLZER im Profil 14, Taf. 5 und Fig. 1, Taf. 25 als auch durch die Kulissen 1 und 2 meiner Profiltafel I dargestellt.

Während in den unteren Teilen dieses geologischen Panoramas der Schuppenbau der mesozoischen Kalkwände der Tierfehdkuppel, des Limmerntobels und des Selbsanfts sich nur bei eingehenderem Studium erkennen lässt, so treten in den höheren Gebirgsteilen schon aus der Ferne die folgenden tektonischen Elemente stark hervor:

1. die über 3 km in der Höhe von rund 2000 m horizontal sich hinziehende Kalkplatte der Torkopf-Schuppe - früher auch schon etwa "Tordecke" genannt - welche auf dem N-Abfall des Gebirges gegen das weite Kar der Guetbächialp gegen N plötzlich stumpf endigt. Bei lokaler Betrachtung ergibt sich diese Endigung als eine unvollkommene Stirnbiegung, in welcher die anwesenden höheren Teile der Kreide, Kieselkalk-Drusbergschichten samt dem hangenden Nummulitenkalk, nach N über den Oehrlkalk herabbiegen, welcher hier noch die Hauptmasse und Basis der Kalkplatte bildet. Es kommt aber an dieser Stirn nicht zur Ausbildung einer verkehrten Serie, sondern der Oehrlkalk ist an glatter Ueberschiebungsfläche den Globigerinenschiefen aufgeschoben, welche, zu grosser Mächtigkeit zusammengestaut, den unterhalb der Kalkplatte von zahlreichen Bachgräben durchzogenen Zirkus des oberen Furbach-Einzugsgebietes erfüllen. Innerhalb dieser Schiefermassen erkennt man in der Unterlage der Kalkplatte auch unschwer den zwischen den nördlichsten Tobelästen senkrecht nach der Tiefe ziehenden Furbachkeil.

*) NHF = Abkürzung für nordhelvetischer Flysch

2. Die höchsten Gratpunkte sind garniert mit den hellen Lockseitenkalk-Klippen des Vorstegstocks, P. 2679, und des Scheidstöckli, P. 2809.

3. Zwischen diese Klippen und die Torkopfplatte schalten sich die 700 - 800 m mächtigen Flyschmassen ein, abwechselnd zusammengesetzt aus hohen, massiven Wandstufen von Taveyannazsandstein und aus zwischenliegenden Schieferbändern.

Ein erstes mächtiges basales Schieferband, auf welchem über längere Strecke der Kistenpassweg verläuft, folgt unmittelbar über der Kalkplatte der Torkopf-Schuppe und wird durch die Globigerinenschiefer im Hangenden dieser Platte gebildet. Dass ein Teil dieser Schiefer nicht mehr stratigraphisch normal über den Nummulitenschichten der Torkopfplatte liegen kann, lässt sich an den über dem S-Teil der Platte völlig von der Unterlage losgelösten Lamellen von Kreide und Nummulitenschichten ersehen. Auch alle von ihrer Unterlage losgelösten Kreide-Nummulitenkalk-Lamellen unter der Torkopfplatte müssen innerhalb dieser hangenden Globigerinenschieferzone ursprünglich nach N verschleppt sein, bevor sie unter die Platte selbst eingewickelt wurden. Vergl. Tafel I, Profil 2

Betrachten wir nun zunächst den Aufbau der Flyschwände über dem N-Teil der Torkopfplatte, d.h. in der W-Flanke des Vorstegstockes. Drei, mit der Oberfläche der Torkopf-Schuppe annähernd horizontal nach N hinauslaufende Wandstufen von Taveyannazsandstein lagern hier übereinander, getrennt durch zwei deutlich markierte Schieferbänder. Ein weiteres höchstes Schieferband trennt die oberste Wandstufe von den auflagernden Lochseitenkalkklippen des Scheidstöckli und des Vorstegstocks; es besteht zur Hauptsache aus Blattengratschiefern mit später zu besprechenden Nummulitenkalklinsen und kann hier zunächst ausser Betracht bleiben (Kapitel V).

Verfolgen wir die tiefste und mächtigste der drei Taveyannazwandstufen über dem Globigerinenschieferband gegen N, so sieht man sie noch in horizontaler Lagerung um die mit P. 2150 markierte Bergecke des Vorstegstock-W-Grates gehen, dann aber auf der N-Flanke dieses Berges steil gegen N abbiegen und jene weithin sichtbare liegende Antiklinalstirn beschreiben, welche bereits von Oberholzer in seiner Profilkulisse 14 gezeichnet worden ist. Vom Gebirgsvorsprung "Windigegg" gegen E erkennt man sehr deutlich die unvollkommene Stirnbiegung der Torkopfkreide mit ihrer Nummulitenkalk- und Globigerinenschieferhülle als Kern in diesem vollkommeneren Antiklinalzylinder der Taveyannazsandsteine verschwinden, die um diesen Kern herum regelmässig bis zur Verkehrtlagerung umbiegen. Diese von mir "Windigegg-Gewölbe" genannte Umbiegung beherrscht den ganzen unteren, "Schattenstock" genannten Teil der N-Wand des Vorstegstocks und streicht S des Sattels P. 2006 aus dem Gebiet des Kars von Guetbächi hinüber in den "Sonnenstock" genannten östlichen Teil dieser Wand, welcher gegen das obere Durnachtal abfällt. Das Streichen des Antiklinalzylinders ist dabei ziemlich genau W - E mit horizontaler Axenlage. S des genannten Sattels, im ersten Anstieg des Vorstegstock-N-Grates, wird die Stirn der Taveyannaz-Umbiegung bereits von den ersten mächtigeren Dachschieferzonen mit eingeschalteten basalen Altdorfersandsteinbänken umhüllt, welche hier auf den Hangendschenkel des Gewölbes hinaufsteigen und offenbar mit dem ersten, tiefsten der oben genannten Schieferbänder der Vorstegstock-W-Wand in Verbindung treten.

Es fällt nun auf, dass schon die mittlere Taveyannazplatte im Hangenden dieses Schieferbandes die grosse Umbiegung der tieferen Platte nicht mehr mitmacht, sondern im N-Grat des Vorstegstocks mit einer separaten, von der grossen liegenden Antiklinalbiegung unabhängigen kleineren, nordschauenden Umbiegung abschliesst. Diese und die höchste Taveyannazplatte können auch aus folgendem Grunde schon nicht mehr zu derselben stratigraphischen Serie gehören, wie die, das Windigegg-Gewölbe beschreibende tiefste Platte. Aus dem Detailprofil, das sich im Gebiet Sonnenstock - Hintersulz durch den vertikalstehenden N-Schenkel dieses letzteren Gewölbes aufnehmen lässt (vergl. Detailprofil Nr. 13) ergibt sich, dass die Mächtigkeit des Taveyannazsandsteins zwischen den Globigerinenschiefern des Antiklinalkerns und den umhüllenden Dachschieferbändern mit basalen Altdorfersandsteinbänken rund 150 m beträgt. Dabei erreicht die Serie in dieser Vertikalstellung der Antiklinalstirn jedenfalls ihre volle, tektonisch nicht reduzierte Mächtigkeit. In der W-Wand des Vorstegstocks erreicht die unterste Taveyannazwandstufe bis zum ersten horizontalen Schieferband ebenfalls bereits 150 - 200 m Mächtigkeit. Man muss deshalb annehmen, dass in dieser ersten Wandstufe der W-Flanke bereits die volle stratigraphische Mächtigkeit des Taveyannazsandsteins vorhanden ist und, dass die beiden oberen Taveyannazwandstufen bereits höheren, überfalteten oder überschobenen Serien angehören müssen.

Die tiefste Taveyannaz-Serie, welche das grosse Windigegg-Gewölbe beschreibt, nenne ich die Serie der Vorstegstockscholle.

2. Die Vorstegstockscholle im Gebiet Windigegg - Bodenbach

Bevor wir die tektonischen Verhältnisse entlang der Kistenpassroute weiter gegen S verfolgen, empfiehlt es sich, zunächst noch zu betrachten, wie sich diese unterste Taveyannazserie nach N hin verhält.

Leider ist der Bergvorsprung des Windigegg sowohl auf der Seite gegen Guetbächi wie gegen das Furbachtobel stark mit Erlen- und Tannenwald verwachsen, doch sieht man im unteren Teil der Flanke gegen das Furbachtobel den Taveyannazsandstein, zunächst noch in überkippter Stellung, in Kontakt mit dem steilstehenden Globigerinenschiefer N des Furbachkeils wieder zum Vorschein kommen und danach im "Schwarzen Wald", 100 m über der Furbachbrücke des Trittweges über den Globigerinenschiefern scharf umbiegen und nach N gegen Obbort absteigen. Hier hat man also den Uebergang aus dem Verkehrtshenkel des Windigegg-Gewölbes in den aufrechten Liegendshenkel einer S-förmigen Falte vor sich.

250 m N des unteren Furbachtobels kommt vom Vorsprung des Windigeggs ein in der LK dargestelltes, aber nicht benanntes Tobel herunter, das "Streuschirus" genannt wird. In dem durch diesen Graben gelieferten Aufschluss sieht man den Globigerinenschiefer in einer maximal nur 50 m breiten Zone zwischen den Taveyannazwänden der beiden Tobelwände fast vertikal nach oben streben bis auf Kote 1500 m. Es handelt sich offenbar um eine sehr enggepresste, aufrechtstehende Antiklinale im Taveyannazsandstein, die unmittelbar N an die Windigeggfalte anschliesst. Nördlich jenseits dieser letzten intensiven Aufwölbung steigen im unteren Teil der steilen Waldhänge über der Terrasse von Obbort die Taveyannazsandsteinwände flach gegen N ab und leiten in die nun horizontal gelagerten guten Aufschlüsse des Bodenbacheinschnittes. Hier wurde oberhalb der Nummulitenschichten des Wasserfalls beim Eggli (Detailprofil 11) und der nachfolgenden Globigerinenschiefer das stratigraphische Detailprofil 15 aufgenommen. Dasselbe reicht durch die Taveyannazgruppe hinauf bis in die basalen Teile der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe, welche sich im Bodenbachtobel von etwa 1500 m an aufwärts ebenfalls in ruhiger flacher Lagerung einstellen, sodass es sich hier also um eine stratigraphisch normale Serie handelt. Da die unterliegende Taveyannazplatte vom Bodenbach gegen das Höchhorn, P. 1570, wieder etwas ansteigt, so erscheinen diese jüngeren Schichten, von denen man aber wegen der allgemeinen Schuttbedeckung in der Guetbächialp nur wenig zu Gesicht bekommt, in einer flachen Synklinale gelagert, welche man Guetbächimulde nennen kann. N vom Höchhorn wird die Taveyannazplatte an einem Bruch stark heruntergesetzt und verschwindet dadurch endgültig unter dem grossen Schuttkegel der Auenrus. Sie kommt in der Basis der ganz aus Altdorfersandstein-Dachschiefer aufgebauten Flanken des Chilchenstocks nicht mehr zum Vorschein. An der W-Seite des Tales dagegen lassen sich die Taveyannazsandsteine nach N noch verfolgen knapp vor die Einmündung des Fätschbaches in die Linth.

Was nun die Beziehungen dieses ersten Taveyannazuges der Vorstegstockscholle zu seiner Unterlage betrifft, so scheint er zunächst normalstratigraphisch über dem Globigerinenschiefer im Dach der Torkopfplatte zu liegen; nachdem er aber seine Biegung um die Stirn dieser Platte beschrieben hat, scheint er aber ebenso normal auf die Globigerinenschiefer im Dach des völlig von seiner Basis abgetrennten Furbachkeils zu folgen. Im anschliessenden horizontalliegenden Teil verläuft er im Dach der Nummulitenbildungen N des Furbachs bis Bodenbach, welche, wie dies in einem früheren Kapitel geschildert worden ist, auf komplizierte Weise die nördliche Fortsetzung des Furbachkeils darstellen. Hieraus wird es schon wahrscheinlich, dass die Taveyannazsandsteine im Dach der Torkopfplatte, trotz der konformen Umbiegung, mit welcher sie das nördliche Ende dieser Platte umhüllen, doch mit dieser ihrer Unterlage nicht mehr in dem ursprünglichen stratigraphischen Kontakt stehen können, wie es zuerst den Anschein hat.

Auch im Bodenbachprofil, wo wir scheinbar ein normales Profil vom Malm der Tierfehdkuppel bis zum Altdorfersandstein der Guetbächialp vor uns haben, muss nach den früheren Ausführungen irgendwo eine bedeutende Trennung verlaufen. Natürlich ist eine Abschiebung und disharmonische Trennung des relativ kompetenten Taveyannazsandsteins von den inkompetenten Globigerinenschiefern leicht möglich und eine solche Trennung kann folglich innerhalb der Globigerinenschiefer verlaufen. Es hat sich aber aus den Betrachtungen über die Faziesabwicklung innerhalb der basalen Nummulitenbildungen ausserdem oben ergeben, dass die Fazies der an der Basis Assilinen enthaltenden Nummulitenschichten des Bodenbachwasserfalls bei Eggli einem Faziesstreifen entspricht, der in der normalen Faziesabfolge erst vom Muttenwändli an gegen S einsetzt. Auch die vollständige Entwicklung der Kreide bis und mit den Drusbergsschichten in der Unterlage der Nummulitenschichten im Bodenbachprofil weist auf eine südliche Herkunft. Es besteht hier also nicht nur das Problem einer Abschiebung der Taveyannazsandsteine gegenüber den Globigerinenschiefern, sondern bereits die stratigraphische Unterlage der letzteren muss als von der tieferen Unterlage des Malms der Tierfehdkuppel getrennt und aus südlicheren Regionen hergeschoben betrachtet werden. Wie schon früher, bei der ersten Andeutung dieses Problems, gesagt wurde, ist die Frage noch offen, in welchem Niveau die Kreide des Bodenbachprofils gegenüber dem Malm und eventuell dazugehörigem Oehrlikalk des unteren Bodenbaches tektonisch abge-

trennt ist. Aber die übrigen Argumente, welche für eine bedeutende Abschiebung der ganzen jüngeren Schichtserie sprechen, erscheinen so stark, dass eine solche bedeutende Abtrennung und zwar wahrscheinlich schon zwischen dem Kreideprofil und der Malmunterlage der Tierfehdkuppel irgendwie existieren muss. Schliesslich enthält bereits der Furbachkeil eine übereinstimmende Kreidserie und diese braucht nur durch Auskeilen der im Furbach noch anwesenden Globigerinenschiefer direkt mit dem Malm der Tierfehdkuppel in tektonischen Kontakt zu kommen, so entstehen die Verhältnisse, wie wir sie für das Bodenbachprofil aus Gründen der Gesamttektonik als vorhanden voraussetzen müssen. Welches Ausmass der Abschiebung wir an dieser Stelle an der Grenze Globigerinenschiefer - Taveyannazsandstein, welchen Verschiebungsbetrag wir zwischen Kreide und Malm unterhalb des Was-serfalles annehmen können, wird sich erst sicher ergeben, wenn die tektonischen Beziehungen im letzteren Niveau besser abgeklärt sind. Auf jeden Fall muss der gesamte Abschiebungsbetrag des Taveyannazsandsteins gegenüber der Malmunterlage der Tierfehdkuppel und damit auch derjenige der ganzen überlagernden jüngeren Teile des "autochthonen" Glarner Flysches gegenüber dem tieferen autochthonen Untergrund bedeutend sein.

Es zeigt sich, dass man die derart von ihrer ursprünglichen Unterlage stark abgeschobene tiefste Taveyannazserie des Vorstegstocks völlig kontinuierlich in die Unterlage der jüngeren Flyschteile verfolgen kann, welche den Chilchenstock zur Hauptsache aufbauen. Diese stehen mit der unterliegenden Taveyannazserie, deren Mächtigkeit hier eher unter 150 m bleibt, in durchaus normalstratigraphischem Zusammenhang. Da an diese jüngeren Flyschhorizonte des Chilchenstocks gegen N hin praktisch die Hauptmasse der jüngeren Flyschbildungen im N-Abschnitt des "autochthonen" Glarner Flysch anschliesst, so ergibt sich daraus, dass diese stratigraphisch durch die stark nach N verschobene tiefste Taveyannazserie des Vorstegstockes getragen wird.

Im Gebiet der Alp Guetbächi und des Chilchenstocks erreicht diese normale Serie von jüngeren Flyschschichten sofort sehr beträchtliche Mächtigkeit. Leider sind die Aufschlüsse im Boden und an der N-Flanke des Kars der Guetbächialp sehr spärlich. Auch auf der S-Flanke ist der Fuss der Hänge unterhalb der Wände des Schattenstocks durchgehend von Schutthalen verhüllt. Es ist deshalb nicht möglich, im Gebiet der Guetbächialp zu verfolgen, wie die höheren Flyschpartien des Guetbächigrates N der Passlücke P. 2006 bis zum P. 2052,3 gegenüber der Taveyannazstirn des Windigegg-Gewölbes und den damit noch konform verlaufenden tiefsten Dachschiefer-Alt-dorfer-sandsteinbänken S P. 2006 gelagert sind. Nicht umsonst hat OBERHOLZER hier in seinem Profil 14 ein Fragezeichen angebracht. 1/2 km N der Passlücke P. 2006 erscheint im Weidgelände von Ober-Guetbächi zwischen den Isohypsen 1900 und 2000 m nochmals ein kleines Wändchen von Taveyannazsandstein. Es ist dies eine Linse, welche als Schürfling von den oberen Taveyannazserien des Vorstegstocks abgeleitet werden kann und analogen Schubspänen entspricht, welche man auch am Gegenhang des oberen Durnachtales im Gebiet unter dem Chalchstöckli und dem Bützistock der Hauptmasse der Altdorfersandstein - Dachschieferserie tektonisch obenaufschwimmen sieht. Bis hinauf an diese überschobenen höheren Taveyannazlinsen erreicht die normale Serie der über der Taveyannazplatte der Vorstegstockscholle gelagerten jüngeren Flyschschichten im Gebiet der Alp Guetbächi und des Chilchenstocks jedenfalls bereits gegen 400 m .

Dass man sich auf dem Guetbächikamm N von P. 2006 über den erwähnten höheren Taveyannazlinsen schon nicht mehr weit unter der Ueberschiebungsfläche der erodierten helvetischen Hauptdecke befindet, geht daraus hervor, dass man auf der E-Seite des Grates - an der Oberfläche der grossen Flyschsackung gegen das Durnachtal - bei Bodmen Reste von Blattengratflysch mit Nummulitenkalk findet, welche ursprünglich die Gratkante gebildet haben müssen. Diese Blattengratschiefer stellen die nördliche, von 2600 m bereits auf 2000 m abgestiegene Fortsetzung des Blattengratschieferbandes unter der Lochseitenkalkklippe des Vorstegstockgipfels dar. Die beiden oberen Taveyannazwandstufen des Vorstegstocks können demnach nach N nur noch in den erwähnten Taveyannazlinsen des Guetbächikammes eine Fortsetzung finden.

3. Die W-Flanke Scheidstöckli - Rüchi - Nüschentstock :

Nachdem wir solchermassen die Beziehungen der tiefsten Taveyannazserie des Vorstegstocks gegen N hin geklärt haben, müssen wir unsere Besprechung des Profils der W-Flanke des Grates Vorstegstock - Nüschentstock gegen S hin weiter fortsetzen.

Nach der Darstellung von Oberholzer in seinem Profil 14 erhebt sich die über dem N-Teil der Torkopfplatte zunächst horizontal liegende tiefste Taveyannazwandstufe gegen S hin plötzlich in einer Anzahl von Kaskadenfalten zum Gipfel des Rüchi, P. 2850,5 und endet dort mit einer nach N offenen Synklinalbiegung. Zugleich spaltet sich vom Globigerinenschieferband über der Torkopfplatte ein oberer Globigerinenschieferzug ab, der diese Taveyannazplatte als Unterlage in ihrem südlichen Anstieg begleitet und dabei rasch an Mächtigkeit zunimmt, sodass er zuoberst das ganze Gratstück zwischen Rüchi und dem Nüschentstockgipfel, P. 2894, einnimmt. Unterhalb dieses Globi-

gerinenschieferzuges stellt sich nun nach dieser Darstellung in der Karte und dem Profil von Oberholzer ein neuer, tektonisch tieferer Zug von Taveyannazsandstein ein, der gegen S mit einer grossen synklinalen Umbiegung sich ebenfalls aufbiegt zum Gipfel des Nüschentocks. Diese grosse Synklinale des Nüschentocks enthält in ihrem Kern den höheren Globigerinenschieferzug und als innersten Kern das konform, synklynal verbogene S-Ende des oberen Taveyannazuges. Nach dieser Interpretation wäre folglich die bisher verfolgte unterste Taveyannazserie des Vorstegstockes mit einer stratigraphisch zugehörigen Basis von Globigerinenschiefer auf eine noch tiefere Taveyannazserie überschoben und nachträglich noch konform mit dieser tieferen tektonischen Unterlage zu der grossen Mulde des Nüschentocks verfaltet worden.

Diese Auffassung hat OBERHOLZER (p. 181 - 184) in erster Linie veranlasst, die Frage aufzuwerfen, ob denn nicht der ganze nördliche jüngere Anteil des "autochthonen" Glarner Flysches - welcher offenkundig der Vorstegstockserie stratigraphisch auflagert, da er zusammen mit der letzteren ebenfalls als überschoben angenommen werden müsse - eine Art Schubmasse grösseren Stils darstelle. Die Verhältnisse müssen deshalb im Hinblick auf diese weittragende Hypothese sehr genau betrachtet werden.

Der Grat zwischen Rüchi und Nüschentock besteht zweifellos aus einem mächtigen Paket von Globigerinenschiefen, das sich zwischen die tektonisch tiefere überkippte Taveyannazsandsteinplatte des Nüschentockgipfels und die synklinale Endigung des höheren Taveyannazsandsteins unter dem Rüchigipfel einschiebt. Zum letzteren Taveyannazsandstein scheinen die Globigerinenschiefer in normalstratigraphischer Beziehung zu stehen, also dessen Unterlage zu bilden.

Auf der W-Seite des Grates Rüchi - Nüschentock lässt sich erkennen, wie die Globigerinenschieferzone die gemeinschaftliche scharfe Muldenverbiegung der durch sie getrennten beiden Taveyannazserien mitmacht und in der Unterlage der Kaskadenfalten der hangenden Platte schief gegen N herunterzieht. Allerdings ist, wie man in der von oben her noch zugänglichen steilen Karnische W unter dem Nüschentock feststellen kann, der Anteil eigentlicher Globigerinenschiefer wesentlich geringer, als man nach der Darstellung von Oberholzer vermuten könnte, denn die Globigerinenmergel werden beidseitig gegen die Taveyannazplatten von Dachschiefen begleitet. Das zwischen diesen Dachschieferanteilen rasch sich verengende Globigerinenschieferband lässt sich über dem P. 2457, 5, der an der Oberkante der unterliegenden Taveyannazwand gelegen ist, noch hindurchverfolgen in das in der LK deutlich dargestellte, durch die W-Wand des Rüchi nördlich absteigende Schuttband. Dieses zieht sich gegen die obersten Einzugsäste des Furbachtobels in schwer passierbare Wände hinaus, sodass die Verhältnisse hier nur noch aus der Ferne, d. h. aus der grossen Distanz von Altenoren her, studiert werden können. Am Hang selbst, d. h. auf dem passierbaren grossen Globigerinenschieferband über der Torkopfplatte, befindet man sich zu nahe an den darüberfolgenden Steilwänden, um über die Struktur derselben einen Ueberblick zu gewinnen.

Nach dem Aspekt aus der Ferne gelangt man nun zu einem Bild dieser Strukturen in der W-Flanke von Vorstegstock und Rüchi, wie es in den Profilkulissen 2 - 3 dargestellt worden ist. Das horizontale Schieferband, welches die mittlere Taveyannazwandstufe der Vorstegstock-W-Wand von der untersten Wandstufe trennt, endet bei P. 2323 mit einer nach N offenen synklinalen Umbiegung. Tafel I, Profil 3. Das horizontale Schieferband im Hangenden dieser mittleren Taveyannazsandsteinserie stösst in der engen, obersten Schlucht des Furbaches südöstlich P. 2323 an eine dünne, nach N aufsteigende Scherfläche, die die in Kaskadenfalten gelegte Taveyannazsandsteinmasse des Rüchi von der tiefsten Taveyannazsandsteinserie der Vorstegstock-Scholle trennt, und in das obere Globigerinenband an der Basis der Taveyannazsandsteinmasse des Rüchi mündet. Die auflagernde Taveyannazserie, welche mit ihren Kaskadenfalten vom Rüchigipfel absteigt, setzt sich nach N sichtbar in der obersten Taveyannazwandstufe der Vorstegstock-W-Wand nach N fort.

Auch nach Oberholzer steigt die Globigerinenschieferzone quer durch die unterste Wandstufe herunter bis auf das grosse Globigerinenschieferband im Dach der Torkopf-Schuppe, mit welchem sie sich nach seiner Darstellung etwas N von P. 2028 schliesslich vereinigt. Sie trennt so die über dem grossen Globigerinenschieferband im Dach der Torkopfplatte im Ganzen horizontal dahinflaufende unterste Wandstufe von Taveyannazsandstein in einen nördlichen Teil und einen südlichen Teil. Verfolgt man den nördlichen Teil vom Windigegg her gegen den obersten Hauptgraben des Furbach-Einzugsgebietes, so bemerkt man dicht nördlich vom letzteren eine synklinale, nach N offene Umbiegung. Gegen S folgen zwei deutliche antiklinale Umbiegungen im südlichen Taveyannazsandsteinteil, eine kleinere tiefere und eine südliche höhere, welche von einigen, in nördlicher Richtung gegen die hangenden Schieferbänder ansteigenden Scherflächen zerschnitten werden. Diese antiklinalen Biegungen bilden nach Oberholzer die Stirn der südlichen Hälfte der Taveyannazplatte und die trennende Globigerinenschieferzone zieht sich zwischen denselben und der erwähnten synklinalen Biegung der nördlichen Taveyannazplatte schief durch die unterste Wandstufe der Taveyannazsandsteine herunter.

Anlässlich einer im Herbst 1959 erfolgten Exkursion mit F. Frey an diese für den NHF so bedeutsamen Stelle, konnten wir feststellen, dass die südliche Taveyannazsandsteinserie in ihrem hangenden Dachschieferband tektonisch angehäuften Altdorfersandsteinlinsen führt. An den Stellen wo diese Altdorfersandsteinlinsen auftreten, wird das Globigerinenschieferband zu einer dünnen Trennfläche ausgequetscht. Aus der Ferne erscheint deshalb das Globigerinenschieferband unterbrochen. In der Profiltafel I, Profil 3 konnte diese neue Beobachtung noch berücksichtigt werden.

Was nun den weiteren Verlauf der tiefsten Taveyannazserie südlich von der eben betrachteten kritischen Stelle im obersten Einzugsgebiet des Furbachs betrifft, so zieht sie von den genannten antiklinalen Scharnieren an über dem Globigerinenmergelband des Kistenpassweges immer in flachwelliger Lagerung dahin vom Tor bis zur Nüschenegg, P. 2236, 7. Dort erhebt sie sich mit scharfen Biegungen zu vertikaler bis überkippter Stellung, so die Muldenbiegung des Nüschenstocks beschreibend. Mit einer Neigung von 65° steigt die überkippte Taveyannazplatte im hangenden Schenkel dieser Mulde aus dem Kar von Nüschen und P. 2515 hinan zum Gipfel des Nüschenstocks, P. 2894. Diese südliche, tiefere Taveyannazsandsteinserie nenne ich Taveyannazsandsteinserie der Hausstock-Scholle. Sie wird weiter unten noch eingehender besprochen.

Im Zusammenhang mit der Bedeutung, welche der trennenden Globigerinenschieferzone zwischen Nüschenstock und Rüchi zukommt, ist zum Schluss auch noch die Natur dieser Schiefer näher zu betrachten. In der E-Flanke des Rügigipfels ist in diese Schiefer ein Zug von Nummulitenkalklinsen eingelagert, der sich schief südlich absteigend, in das Kar des kleineren Seeleins N vom Mutsee hinunterzieht, das Scheidseeli genannt wird. Es handelt sich bei diesen, in Kapitel V noch näher zu beschreibenden Kalken um eine Ausbildung, die der faziellen Zone der süd-helvetischen Gallensiskalke angehört und die hier offenbar mit Anteilen des Blattengratkomplexes in Verbindung stehen. Die Nachbarschaft der Lochseitenkalkklippe des Scheidstöckli zeigt, dass man sich hier schon sehr dicht unter der Ueberschiebung der Verrukanodecke befindet, unter welcher sich meistens noch eine mehr oder weniger dicke und mit der Unterlage von nordhelvetischem Flysch verfaltete Einschaltung von Blattengrattschiefern einstellt. N unter der Lochseitenkalkklippe des Vorstegstocks erreichen solche, ebenfalls durch Linsen analoger Nummulitenkalke charakterisiert, grössere Mächtigkeit. Bei der Schwierigkeit, Globigerinenschiefer nordhelvetischer und süd-helvetischer Herkunft voneinander zu unterscheiden, ist es schwer zu sagen, welchen Anteil Schiefer der letzteren Art ("Fleckenmergel") in Begleitung der Nummulitenkalke, welche als Keil ziemlich tief in die Globigerinenschieferzone zwischen Rüchi und Nüschenstock eingreifen, am Aufbau dieser Zone nehmen.

Gegenüber dem überkippten Taveyannazsandstein des Nüschenstockgipfels muss die Globigerinenschieferzone durch eine, infolge der späteren Verfaltung ebenfalls steilgestellte Ueberschiebungsfäche getrennt sein. Da aber die Taveyannazsandsteine nach stratigraphisch oben hin, d.h. nördlich gegen die Globigerinenschieferzone zu, zunächst noch normalstratigraphisch in Dachschiefer übergehen, so kommen die letzteren mit der Globigerinenschieferzone in Kontakt, wobei man zwischen diesen Schieferarten keinen eklatanten Ueberschiebungskontakt erwarten kann.

J. OBERHOLZER (p. 182/84) spricht mehrfach von den "schwarzen Mergelschiefern" dieser Zone, welche er in ihrer östlichen Verlängerung - N vor dem Hausstock - in zu ausgedehnter Masse in der Karte als Wildflyschschiefer dargestellt habe. In der Tat findet man die Schiefer, welche in Prof. 14 als trennende Globigerinenzone unter dem Rüchi angegeben worden sind, in ihrer östlichen Verlängerung in der N-Wand des Rüchi zuerst noch weiterhin als Globigerinenschiefer, zuletzt aber sowohl in der Karte wie auch in Profil 13 unter dem Hausstock als Wildflyschschiefer angegeben, welche sich als ein muldenartiger Sack von oben her zwischen die beiden getrennten Taveyannazschollen eindrängen. Aber auch in der Entwicklung der Idee, dass diesen Schiefertrennungen zwischen den Taveyannazschollen eine weittragende tektonische Bedeutung zukommen könne, entscheidet sich Oberholzer (p. 184) nicht definitiv dafür, ob die trennenden Schieferzonen nun von "Stadschiefern", Blattengrattschiefern oder Wildflyschschiefern gebildet werden. Er schreibt hiezu: "Vor und unter dem grossen Sandsteingewölbe liegt an den Wänden des Hausstocks eine 150 - 200 m mächtige Zone schwarzer Mergelschiefer, die in den geologischen Karten - alte und neue Glarnerkarte von Oberholzer - als Wildflysch bezeichnet sind, jedoch der Breccien, Quarzite und Sandsteineinschlüsse entbehren und daher vielleicht zu den helvetischen Globigerinenmergeln gehören" (p. 182). Hinsichtlich des westlichsten Abschnittes der Trennung zwischen Vorstegstockscholle und Hausstockscholle, der uns hier zunächst beschäftigt, scheint aber Oberholzer doch zum Schlusse gelangt zu sein, dass es sich um nordhelvetische "Stadschiefer" handle.

Im Ganzen kann man also diese Ergebnisse in diesem für die Interpretation der Innentektonik des NHF wichtigsten Abschnitt wie folgt vorläufig zusammenfassen :

Ueber dem Kissen von Globigerinenschiefen, das die parautochthonen Mesozoikum-Schuppen umhüllt, liegt vom Fuss des Chilchenstocks bis zurück zum Locherli und Ruchi eine erste, tiefste Taveyannazserie von etwa 150 m Mächtigkeit. Diese trägt stratigraphisch den ganzen jüngeren NHF des Nordabschnittes des Glarner Flysches.

Dafür, dass diese tiefste Serie im Gebiet der W-Wand des Ruchi von einem nördlichsten Ausläufer des vom Grat Ruchi-Nüschentock gegen N absteigenden Globigerinenschieferzuges getrennt ist, in einen südlichen und einen darüber als Tauchdecke vorgeschobenen nördlichen Teil, konnten weitere Anhaltspunkte gefunden werden. Die über diesem Globigerinenschieferzug des Nüschentocks liegende höhere Taveyannazwandstufe des Vorstegstocks und Ruchi wird durch Scherflächen und Dachschieferbänder von der Taveyannazsandsteinserie der Hausstock-Scholle getrennt.

4. Das Kar Muttsee - Scheidseeli :

Unter die südliche Muldenspitze der grossen Taveyannazmulde des Nüschentocks (Hausstock-Scholle) stösst im Kar von Nüschentock die Stirnumbiegung der Muttewändli-Schuppe hinein. Der Nummulitenkalk dieser Einheit und die Basis des Taveyannazsandsteins bleiben durch Globigerinenschiefer getrennt, welche sich über den Grat zwischen P. 2594 und P. 2622 in das Kar des Muttsees und durch den See in den Fuss der Wände des Ruchi hinüberziehen. Dieser Globigerinenschieferzug ist die südliche Fortsetzung des durchgehenden Schieferbandes über der Torkopf-Schuppe.

Verfolgen wir nun die bisher studierten beiden Taveyannazserien der Gruppe Vorstegstock - Nüschentock, so beobachten wir den überkippten, steil S fallenden Taveyannazsandstein der Hausstockscholle vom Nüschentockgipfel gegen E absteigen zum N-Ufer des Muttsees und die Karstufe zwischen dem letzteren und dem 30 m höher gelegenen Scheidseeli bilden. Der Kontakt mit dem unterliegenden Globigerinenschiefer liegt im Grund des Muttsees und wird auch E desselben wegen Schuttbedeckung nicht mehr sichtbar. Dort sehen wir die Taveyannazsandsteinplatte ganz analog wie am Nüschentock in sehr steiler, überkippter Stellung vom Muttsee östlich ansteigen und den steilen Zacken des Hintersulzhorn, P. 2738, bilden.

In dieser regelmässigen Taveyannazplatte hat schon F. DE QUERVAIN, 1928, (p. 57.59) am S-Grat des Nüschentocks ein bankweises Detailprofil aufgenommen und ist zu einer Mächtigkeit derselben von 120 m gelangt. Er hat weiter konstatiert, dass der grösste Teil des Profils aus einer regelmässigen Abwechslung von selten über 1 m dicken Sandsteinbänken mit dünnen Schieferlagen besteht, dass aber im oberen Teil eine einzelne, auch noch am Muttsee vorhandene dicke Bank vorkommt und dass vor allem der oberste stratigraphische Abschluss durch zwei sehr mächtige Bänke von 8 - 10 m gebildet werde, welche auch noch im Hintersulzhorn in analoger Lage zu sehen seien.

Wir haben ebenfalls ein stratigraphisches Detailprofil (No. 17) durch diese Taveyannazplatte aufgenommen und zwar am Aufstieg derselben zum Hintersulzhorn, etwa entlang der Isohypse 2500 m. Leider ist hier ein Teil der Mächtigkeit durch den Schutt der nach der Hintersulzlücke aufsteigenden Rinne verdeckt; dafür ist der Kontakt des Taveyannazsandsteins mit der nördl. davon durchziehenden Globigerinenschieferzone in überkippter Stellung sehr gut aufgeschlossen.

Durch die schutterfüllte Vertiefung des Scheidseelis zieht sich die steilstehende Globigerinenschieferzone des Ruchi hinüber in den Grat Hintersulzhorn - Scheidstöckli. Am E-Hang des Ruchi herunter gegen das Scheidseeli sind darin die schon erwähnten Gallensiskalk-Linsen eingeschlossen, welche eine tiefere Einspitzung von Blattengratflysch andeuten.

Der von Ruchi, Scheidstöckli und Hintersulzhorn umschlossene oberste Talkessel ist zur Hauptsache von Schiefer-schutthalen erfüllt; aus deren Mitte schaut aber N vom Scheidseeli noch eine weitere, oberste Felskarstufe hervor. Sie stellt die östliche Fortsetzung der Muldenspitze der grossen liegenden Taveyannaz-Umbiegung der Vorstegstockscholle unter dem Ruchi-Gipfel dar. Die Taveyannazsandsteine des Hangendschenkels steigen in steiler Stellung am E-Hang des Ruchi gegen das Kar herunter; in der erwähnten Felsschwelle im Karboden fallen sie aber bereits flach nördlich ein. Ueber diesen Karriegel hinweg wurde von S nach N das Detailprofil Nr. 16, p. 108 des Taveyannazsandsteins aufgenommen, das somit in der Vorstegstockscholle gelegen ist. Während aber die Detailprofile Nrn. 14

und 15 die faziellen Verhältnisse am N-Rand dieser Scholle wiedergeben, befindet man sich hier nun etwa 3 km weiter südlich, dicht am S-Rand der Scholle. Der Kontakt des Taveyannazsandsteins mit den unterlagernden, talauswärts vom Riegel durch den Karboden ziehenden Globigerinenschiefen bleibt zwar am Fuss der Riegelfelsstufe durch den Schutt der Scheidseelidepression verborgen, jedoch beginnt das aufgeschlossene Profil am S-Fuss der Felswand offenbar noch sehr dicht an diesem Kontakt und praktisch an der stratigraphischen Basis des Taveyannazsandsteins; denn die eingeschlossenen ersten Schieferlagen enthalten immer noch Globigerinen. Diese Tatsache spricht dafür, dass die Taveyannazserie mit den unmittelbar südlich davon durchlaufenden Globigerinenschiefen normalstratigraphisch verbunden ist und dass es sich bei den letzteren tatsächlich um normale nordhelvetische "Stadschiefer" handelt, welche die Taveyannazsandsteine an dieser Stelle im Karboden unterlagern. Das Detailprofil Nr. 16 im Karriegel N des Scheidseeli ist noch dadurch besonders interessant, dass in den Taveyannazsandsteinen bald über der Basis eine Konglomeratlage eingeschlossen ist, deren Geröllzusammensetzung unten eingehend besprochen wird.

In den beiden Flanken des Scheidseelikars, sowohl westlich in der Ruchiflanke, wie östlich in der Flanke gegen P. 2645, kommen die unterliegenden Globigerinenschiefer danach im Hangendschenkel der Nüschentockmulde durch Ueberkipfung in verkehrte Lagerung und damit auf den zugehörigen Taveyannazsandstein der Vorstiegstockscholle zu liegen. In dieser verkehrten Stellung ziehen sie nach N unter die Lochseitenkalkklippen des Scheidstockli und des Vorstiegstocks hinein, wo sie zuletzt wiederum eine Einspitzung von Blattengratflysch mit Nummulitenkalklinsen aufnehmen.

5. Die W-Flanke des Grates Hintersulzhorn - Ruchi - Mutenstock - Mutenberge

Die vom Kar von Nüschent aufsteigende und den Mutsee durchquerende Globigerinenschieferzone legt sich auf der E-Seite des Sees konform mit dem Rücken der Mutenwändli-Schuppe flach. Sie verläuft auch weiterhin flach über den Rücken der Mutenbach-Schuppe, welche nur durch die wenig bedeutende Aufschiebung des Mutenlochs von der Mutenwändli-Schuppe getrennt ist. Doch bleiben die Globigerinenschiefer in diesem Sektor östlich über dem Mutseeplateau fast völlig unter den Schuttkegeln am Fuss der Ruchiwand verborgen. Sie werden erst wieder sichtbar in der Umhüllung der kleinen Falten aus Kreide und Nummulitenkalk am Aufstieg des Kistenpassweges vom Mutenbach über "Latten" zur Kistenpasshöhe. In halber Höhe dieses Anstieges sieht man eine dünne Kreideplatte um 350 m nach N hin über unterliegende Globigerinenschiefer vorrücken: dies ist die "Untere Kistenpass-Schuppe". Im Wändchen aus Kreidekalk und Nummulitenbildungen unter P. 2729,5, das die Passhöhe bildet, folgt bald darüber eine zweite analoge, in die Globigerinenmergelhülle nach N vorstossende Schuppenausschiebung, diejenige der "Oberen Kistenpass-Schuppe". Die Globigerinenschiefer im Rücken dieser Schuppe bilden langsam gegen S absteigend das "Kistenband".

Ueber diesem kontinuierlichen Zug der unmittelbar im Rücken der parautochthonen Schuppen sich ausbreitenden Globigerinenschiefer zeigt das Flyschstockwerk in der W-Flanke des Kammes Ruchi - Mutenstock - Mutenberge nun von N nach S die folgenden Komplikationen:

Auf die steil S-fallende Taveyannazplatte des Hintersulzhorns folgt in der Hintersulzlücke P. 2626 zunächst eine Schieferzone und dann am ersten Grataufschwung zum Ruchi eine zweite mächtige Taveyannazplatte. Nach einer weiteren Schieferereinschaltung folgt eine weitere dritte solche Platte, welche schliesslich die Schieferzone trägt (z. T. Globigerinenschiefer eventuell sowohl nordhelvetischer wie S-helvetischer Herkunft (Blattengrattschiefer), die von der Lochseitenkalk-Verrukano-Klippe des Gipfels P. 3107 überragt wird. Verfolgt man nun diese drei Taveyannazplatten gegen E in die riesigen Steilwände hinaus, welche den Hintergrund des Talschlusses von Hintersulz bilden, so sieht man, wie sich die Taveyannazwandstufen um die dazwischenliegenden Schieferzonen herum schliesslich antiklinal verbinden. Die unterste Zone wird zum Liegendschenkel, die oberste zum Hangendschenkel jenes grossen liegenden Flyschgewölbes unter der Verrukanoklippe des Hausstocks, das Oberholzer beschrieben und in seinem Profil 13 gezeichnet hat. Offenbar bedeutet der mittlere der drei Taveyannazzüge eine tiefer in den inneren Schieferkern dieses Gewölbes eingreifende synklinale Detailmulde und man sollte erwarten, dass diese südwärts mit einem Muldenscharnier abschliesst. Man sieht diese mittlere Taveyannazzone vom N-Grat des Ruchi zuletzt steil gegen das S-Ende des Mutsees absteigen, aber schon unter den Schutthalten verschwinden, bevor ein solcher Muldenschluss sichtbar wird; doch ist ein solcher über den unter dem Schutt verborgenen Globigerinenschiefen des Mutseeplateaus wahrscheinlich. Es wäre möglich, dass sich die letzteren etwas in den antiklinalen Schieferkern zwischen dieser mittleren Taveyannazplatte und derjenigen des Hintersulzhorns hinaufzögen; doch verhindert die Schuttbedeckung in der vom Mutsee gegen die Hintersulzlücke ansteigenden Rinne eine direkte Beobachtung.

Die Gesamtheit dieser, unter dem Hausstock durch Falten miteinander verbundenen Taveyannazplatten gehören der

"Hausstockscholle" an (vergl. auch unten Abschn. (p. 85). Durch den Verkehrttschenkel des grossen Hausstockgewölbes, die steil S-fallende Taveyannazplatte des Hintersulzhorns und des Nüschensstocks verlängert sich die Hausstockserie gegen W und gewinnt durch die Vermittlung der Muldenbiegung unter dem Nüschensstock schliesslich Anschluss an die flachliegende Taveyannazplatte, welche über dem S-Teil der Torkopfplatte lagert. Wenig bedeutende Scherflächen trennen im Einzugsgebiet der obersten Furbachzweige die antiklinalen Scharniere in dieser Platte von der synklinalen Umbiegung der Vorstegstockscholle. Darunter lagert offenbar eine höhere, mit einer über-schobenen Basis von Globigerinenschiefer beginnende Serie auf, die Taveyannazserie des Ruchigipfels und der obersten Wandstufen unter dem Vorstegstock. Diese sind jedenfalls das tektonische Aequivalent einer, von der Vorstegstockscholle abgerissenen, schwimmenden und in sich verfalteten höheren Taveyannazserie, welche wir jenseits des hinteren Durnachtals Leiterbergscholle nennen. Vergl. p. 86

Nun ist das Profil der Kistenpassroute S vom Muttsee weiter zu verfolgen.

S von dem kleinen Kar von P. 2685 setzt im unteren Teil der Ruchiwand gegen den Muttsee eine neue hohe Wandstufe von Taveyannazsandstein ein, welche mit keiner der drei Taveyannazplatten der Hausstockscholle im nördlichen Ruchigrat in direkte Beziehung tritt. Von der mittleren der drei Platten bleibt das N-Ende der neu einsetzenden Wand durch eine steile Schieferzone getrennt, welche aus dem genannten kleinen Kar steil südwärts gegen den Muttensee absteigt. Das neu einsetzende Taveyannazelement endet stumpf gegen diese Schieferzone. Auch von der höchsten Taveyannazplatte der Hausstockscholle bleibt es durch eine darüber horizontal durch die W-Wand bis unter P. 3063 hineinziehende Schieferzone getrennt. Gegen das S-Ende der Ruchiwand, zwischen P. 2570 des Wandfusses und P. 3063 des Grates, sieht man diese Taveyannazwandstufe in mehreren Zickzackfalten sich erheben. Zugleich tauchen darunter aus den Schutthalen die Globigerinenschiefer des Muttseeplateaus empor und bilden ein etwas nach N überliegendes Gewölbe, das mit seinem obersten Zipfel fast den Sattel P. 1986 auf dem Verbindungsgrat zwischen Ruchi P. 3107 und Mutenstock, P. 3089, erreicht. Diese Aufwölbung steht offenbar mit der Aufschiebung der unteren Kistenpass-Schuppe in Zusammenhang. Die scharfe Aufschiebung der Kreidestufe dieser Schuppe auf die vor- und unterliegenden Globigerinenschiefer des Muttseeplateaus, wie wir sie am Aufstieg vom Mutenbach zur Kistenpasshöhe P. 2729, 5 in der Gegend von "Latten" beobachten können, scheint weiter nördlich durch eine mächtige, antiklinale, nach N überliegende Aufstauung der Globigerinenschiefer in abgeschwächtem Masse nachgeahmt werden.

Weiter südwärts lagert über den Globigerinenschiefen des Kistenbandes (Rücken der oberen Kistenpass-Schuppe = Cavirolas-Schuppe) die Flyschmasse des Mutenstocks und der Mutenberge. Ueber den Globigerinenschiefen der soeben erwähnten antiklinalen Aufwölbung zieht vom Sattel N des Mutenstocks schief gegen "Latten" ein Zug von dünnen Taveyannazlinsen herunter, welcher noch unter die Ueberschiebung der "Oberen Kistenpass-Schuppe" an der Passhöhe hineinzielt. Es handelt sich um eine Art synklinale Einspitzung von Taveyannazsandstein zwischen den Rücken der "Unteren" und die Ueberschiebung der "Oberen Kistenpass-Schuppe". Erst über der letzteren baut sich eine normale Schichtreihe auf. Diese besteht über den Globigerinenschiefen des "Kistenbandes" aus einer beträchtlichen Mächtigkeit von "Uebergangsschichten", welche erst auf dem Grat Mutenberg - Mutenstock von einer weniger mächtigen Taveyannazplatte gekrönt werden. Diese steigt von P. 2895, 2 am S-Ende der Mutenberge langsam gegen den Mutenstock an, spannt sich dann über das oben besprochene, nördlich überliegende Gewölbe der Globigerinenschiefer bei P. 2986 hinweg. Von dort sieht man diese Taveyannazplatte beidseitig des Ruchi-Grates gegen N absteigen, einerseits gegen den Muttsee, wo sie die schon besprochene unterste Wandstufe der Ruchi-W-Wand bildet, auf der anderen Seite gegen den Hintergrund des Cavirolasgletscher-Kars. Auf der letzteren Seite sieht man, wie diese Taveyannazserie von den Globigerinenschiefen überlagert wird, welche die höchste Taveyannazplatte des Ruchi, also ein Element der Hausstockscholle tragen.

Die tieferen Taveyannazserien des Mutenstocks und der Mutenberge können Mutenstockschollen genannt werden. Die Verbindung dieser Mutenstockschollen entlang der S-Seite der Hausstockgruppe gegen E wird im Abschnitt IV A, 12 im Zusammenhang besprochen werden.

6. Das hintere Durnachtal

Vorerst sind die Verhältnisse entlang dem N-Fuss der Hausstockgruppe nach E weiter zu verfolgen.

Das hintere Durnachtal ergibt einen zweiten, tieferen Einblick in das Gebirge, wenn auch nicht mehr so tief wie im Kistenpassprofil. Während die Struktur der höheren Flyschteile, welche durch das vordere Durnachtal aufgeschlossen werden, später noch besprochen wird (Abschnitt IV, A, b3), so haben wir uns hier zunächst wieder allein mit der

südlichen Zone der Taveyannazfalten, südlich der Linie Guetbächi - Richetlipass, zu befassen, d.h. vor allem mit dem Aufschluss im prachtvollen Karzirkus von Hintersulz

Die dortigen Verhältnisse sind wiedergegeben in den Profilkulissen 4, 5 und 6. Davon geht die Kulisse 5 vom Ruchi herunter entlang der unteren W-Wand des Kessels von Hintersulz und durch den Vorsprung des "Sunnenstocks"; ergänzend sind darüber in einer noch W davon gelegenen, durchsichtig gedachten Kulisse 5 die Verhältnisse dargestellt, wie sie sich in den höheren Teilen der vom Grat Vorstegstock-Scheidströckli-Hintersulzhorn zum Kessel von Hintersulz abstürzenden Felswände zeigen. Profilkulisse 5 geht vom Klein-Ruchi, P.3039, mitten durch die südliche Hinterwand des Kessels herunter gegen P. 1802 und weiter dem Bach nach durch die Schlucht hinaus gegen Vorsteg - Hinter-Durnachtal. In einer Nebenkulisse ist der Schnitt durch den dicht neben dem Hauptprofil gelegenen, in den Kessel vorspringenden Schlösslirum und die nördlich daran anschliessenden tieferen Teile der E-Wand des Kessels gegeben. Profil 6 zeigt die Verhältnisse der höheren Teile der E-Wand in einem vom Hausstock über das Kar von Unter-Mättlen und P.2207 zur Mättlenrus geführten Schnitt und einer östlicheren, entlang dem N-Grat des Hausstocks gegen das S-Ende der Mättlenstock-Klippe und von dort gegen Richetli geführten, projizierten Kulisse.

Es wurde schon geschildert, wie die schöne Antiklinalbiegung des Windigegg-Gewölbes unverändert aus dem Gebiet des "Schattenstocks" in dasjenige des "Sunnenstocks" hinüberstreicht. Die Taveyannazsandsteine stehen, in den oberen Teilen des Sonnenstocks und im Schluchtdurchbruch von Hintersulz nach Vorsteg, im N-Schenkel der Umbiegung zunächst vertikal, fallen dann aber anschliessend gegen Vorsteg hinaus flacher nordwärts ein und richten sich zuletzt, noch S der vom Sattel P. 2006 herunterkommenden Bachgräben, nochmals zu einer kleinen Antiklinale auf.

In der vom Guetbächikamm gegen das Durnachtal herunterkommenden Flanke sind die weiteren Zusammenhänge unmittelbar vor der Umbiegung der Vorstegstockfalte allerdings wegen Schuttbedeckung und der sogleich gegen N sich anschliessenden ausgedehnten Sackung von Mättlen-Bodmen ebenso schlecht aufgeschlossen wie dies leider auf der Guetbächiseite der Fall ist. Hingegen findet man an der E-Seite des Tales gegen Richetli zwischen dem unteren Ausgang der Mättlenrus und einem nördlich benachbarten Parallelgraben einen felsigen Hügelkamm, der das Schäferhüttchen, P. 1700, trägt. In diesem Vorsprung beschreiben die Taveyannazsandsteine ein aufrechtes niedriges Gewölbe, dasselbe kleine Vorgewölbe N unter der Stirn des Windigegg-Gewölbes, wie es an der W-Seite des Tales gerade noch angedeutet ist. Leider ist auf der E-Seite des Tales der Zusammenhang desselben mit den am Ausgang der Hintersulzschlucht flach N-einfallenden Taveyannazplatten durch die Schuttfüllung der unteren Mättlenrus unterbrochen, unter welcher sich die verbindende Synklinale verbergen muss. Wo die Aufschlüsse im oberen Teil der Mättlenrus dann wieder kontinuierlich sind, sieht man im S-Zweig dieses Grabens zwischen 1800 m und 2000 m die Umbiegung der Taveyannazsandsteine des Windigegg-Gewölbes als prachtvollen Antiklinalzylinder gegen E unter den Leiterberg hineinstreichen. Von den hangenden Uebergangsschichten im Dach des Taveyannazsandsteins machen aber nur die ersten, normalstratigraphisch tiefsten Bänder von Dachschiefer mit den eingeschalteten ersten Bänken von basalem Altdorfersandstein diese Umbiegung noch konform mit; die stratigraphisch höheren Bänke des Altdorfersandstein-Dachschieferkomplexes aber lösen sich zwischen den beiden oberen Einzugsgräben der Mättlenrus bereits vom Gewölbe ab und laufen mit flacherem nordwärtigem Fallen direkt gegen den First des niedrigen Taveyannazgewölbes beim Schäferhüttli herunter, wie dies in den Profilkulissen 5 und 6 dargestellt wird. Diese Stelle bei P. 1700, an der S-Flanke des Hügels, längs welcher der Richetlipass aufsteigt, eignet sich für ein Profil der ältesten Teile der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe im Dach der Taveyannazsandsteine der kleinen Vorfalte, das man noch als einigermaßen stratigraphisch zusammenhängend und normal betrachten kann (Detailprofil Nr. 15). Im N-Schenkel des Vorgewölbens von P. 1700 stehen die Taveyannazsandsteine senkrecht und verschwinden damit endgültig unter dem Talboden des Durnachtales. Die auflagernden Grenzschichten des mächtigen untersten Dachschieferbandes mit seinen eingelagerten basalen Altdorfersandsteinen laufen durch den Graben N P. 1700 herunter und nördlich vom letzteren folgen bald grössere Massen von normalem höherem Altdorfersandstein.

Die Auflagerung der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe auf die Taveyannazgruppe vor der Stirn der Windigegg-antiklinale und über dem kleinen Vorgewölbe des Schäferhüttchens ergibt sich wohl im ganzen als normalstratigraphische Folge, doch stellt sich im Bereiche der inkompetenten dachschieferreichen Zone, welche im Dach der kompetenten Taveyannazgruppe folgt, offenbar sehr rasch tektonische Disharmonie und schliesslich völlige mechanische Ablösung ein. Wie tief Teile des untersten Dachschieferbandes in die Synklinale zwischen dem Vorstegstockgewölbe und dem Vorgewölbe des Schäferhüttchens eingreifen, ist wegen Schuttbedeckung in der unteren Mättlenrus nicht ersichtlich; die Verhältnisse dürften sich etwa so gestalten, wie sie in den Profilkulissen 5 und 6 angegeben worden sind. Vergleichen wir mit den Verhältnissen im Linthtal, so entspricht diese Synklinale offenkundig

der synklinalen Umbiegung der Taveyannazsandsteine am unteren Ende des Windigegg im "Schwarz Wald". Auch das kleine Vorgewölbe ist dort repräsentiert in Form der engen Antiklinale, mit welcher die Taveyannazsandsteine die enge Aufspießung der Globigerinenschiefer der "Streuschirus" über Obbort umhüllen, bevor sie sich gegen den Bodenbach endgültig flacher legen. Diese Abbiegung der Taveyannazsandsteine zu flacherer Lagerung liegt im hinteren Durnachtal bereits ganz unter dem Talboden.

Ueber den untersten stratigraphischen Horizonten der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe, welche man aus dem Gebiet der beiden Quellgräben der Mättlenrus noch in einem regelmässigen stratigraphischen Verband gegen das Schäferhüttchen absteigen sieht, folgt im Gebiet von Richetli eine ungewöhnliche Zusammenhäufung von Dachschiefern, welche aber grossenteils unter den Weiden der Passlücke verborgen bleiben. Ein ähnliches Dominieren weicher Schiefer ist auch für die unaufgeschlossenen Gebiete W und E des Sattels P. 2006 des Guetbächikammes anzunehmen und bedingt offenbar die ganze topographische Depressionszone Guetbächi - Richetlipass - Wichlenmatt.

Geht man durch die Schlucht von Vorsteg hinein in den Kessel von Hintersulz, so eröffnet sich hinter der Gewölbebiegung der Taveyannazsandsteine der Globigerinenschieferkern des Windigegg-Gewölbes. Die stratigraphische Verbindung zwischen den Globigerinenschiefern und dem nachfolgenden Taveyannazsandstein ist im vertikalstehenden Schenkel des Gewölbes offenbar am wenigsten gestört, und es war hier deshalb die beste Gelegenheit für die Aufnahme eines vollständigen stratigraphischen Profils. Das Detailprofil Nr. 13, das an der W-Seite dem Fuss der Felswand entlang der Schlucht durch den ganzen vertikalen Schenkel hindurch aufgenommen werden konnte, reicht deshalb ungestört und lückenlos von den Globigerinenschiefern durch die Taveyannazgruppe hinauf bis in die hangende erste Dachschieferzone und die darin eingeschalteten ersten Bänke des "basalen Altdorfersandsteins".

Im stratigraphischen Detailprofil Nr. 14 beim Schäferhüttchen am Aufstieg zum Richetlipass reicht die Aufnahme noch etwas höher in diese Grenzschichten zwischen Taveyannazgruppe und Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe hinauf, sodass das Hauptprofil Nr. 13 durch die dortigen Angaben gegen oben ergänzt werden kann.

Es ist offenkundig, dass das Globigerinenmergelgewölbe von Hintersulz dem Gewölbe der Globigerinenschiefer entspricht, welche 3 km weiter W am Windigegg das N-Ende der Torkopfplatte umhüllen und gegen E als Kern in die grosse Taveyannazsandstein-Umbiegung des Schattenstocks hinein verschwinden. Es wurde oben schon ausgeführt, dass die oberste der drei Nummulitenkalklamellen, welche im Kern dieses Globigerinenmergelgewölbes von Hintersulz erscheinen, da sie noch eine, wenn auch sehr reduzierte Basis von Kreide (Drusbergsschichten) besitzt, jedenfalls die Torkopf-Schuppe in tektonisch sehr reduzierter Form repräsentiert und somit den eigentlichen Kern dieses Gewölbes darstellt. Die beiden unterliegenden Lamellen von Nummulitenbildungen, welche von der obersten und unter sich durch Globigerinenschiefer-Zwischenschaltungen getrennt sind, würden dann den Lamellen von der Art des Furbachkeils entsprechen, welche man auf der W-Seite des Gebirges unter der Torkopfplatte frei in den Globigerinenschiefern des Furbachzirkus schwimmen sieht. Die unterste Lamelle in Hintersulz mit ihrer N-schauenden Stirnbiegung könnte direkt dem eigentlichen Furbachkeil entsprechen.

Das Streichen des ganzen Globigerinenschiefergewölbes ergibt sich, wenn man die Stirn am Windigegg mit der Stelle verbindet, wo die Grenze Globigerinenschiefer-Taveyannazsandstein in der Schlucht N Hintersulz senkrecht steht, als ziemlich exakt W - E. Verbindet man die höchsten Koten, welche von der Obergrenze der Globigerinenschiefer über der Stirn der Torkopf-Schuppe im Locherli (2050 m) und anderseits auf dem First der Antiklinale in Hintersulz (2020 m) erreicht werden, so ergibt sich, dass der First der Antiklinale praktisch horizontal verläuft. Dagegen berechnet sich für die oberste Nummulitenkalkschuppe im Kern, wenn wir dieselbe mit der Torkopf-Schuppe identifizieren, das oben schon festgestellte Axengefälle von 5°. Infolge dieser Diskrepanz der Axengefälle zeigt sich der Globigerinenschiefer über den Nummulitenkalkschuppen von Hintersulz zu bedeutend grösserer Mächtigkeit angestaut als im Rücken der Torkopfstirn. Innerhalb des beschränkten Aufschlusses der Nummulitenkalkschuppen im Boden des Kessels von Hintersulz ist das messbare östliche axiale Einfallen dieser Schuppen aber bedeutend stärker und beträgt 23°. Es ist also anzunehmen, dass sich das Globigerinenschiefergewölbe, wie es in Profilkulisse 7 angedeutet ist, gegen E mehr und mehr von seinem ursprünglichen Träger, der Torkopfstirn, ablöst, welche sich gegen E entweder im Streichen rasch zurückzieht oder durch völlige tektonische Reduktion überhaupt aussetzt.

Im Ganzen zeigt also die Windigegg-Antiklinale das schon von R. Trümpy konstatierte Phänomen, dass die Faltenachsen zwischen dem Kistenpassprofil und der Hausstockunterlage zunächst sehr flach verlaufen; im stärkeren Axengefälle der Nummulitenkalkschuppen im Gewölbekern zeichnet sich aber schon der Beginn jener Axenflexur ab, welche am Panixerpass dann alle tektonischen Elemente ergreift.

Vom First des Globigerinenschiefergewölbes von Hintersulz steigt die Basis der hangenden Taveyannazplatte gegen den Kesselhintergrund langsam ab und erreicht etwa 100 m über der obersten Nummulitenkalkplatte am Fuss des

Schlösslitrums und am Zungenende des Gletscherchens den Kesselboden. Dagegen läuft die Obergrenze der Taveyannazplatte vom Gewölbefirst her ziemlich horizontal gegen S zum Schlösslitrurm, sodass die Mächtigkeit immer zunimmt. Wie der von Oberholzer (Fig. 50, p. 183) gezeichnete W-Anblick des Schlösslitrums, P. 2254, ergibt, kommt diese Anschwellung dadurch zustande, dass die Platte in einer Anzahl schöner Fältchen zusammengelegt ist. Im Ganzen handelt es sich offenkundig um eine Art nach N offener liegender Muldenbiegung, die durch Detailfalten kompliziert ist. S hinter dem Schlösslitrurm sieht man denn auch einen schmalen Schieferzug, den Oberholzer (nach seiner Fig. 50) als Globigerinenschiefer aufgefasst hat, vom Firn steil gegen den P. 2254 südlich des Schlösslitrurmigipfels aufsteigen und so den Stapel der Taveyannazfalten von der grossen NW-Wand des Hausstocks völlig abtrennen. Nach meiner Untersuchung handelt es sich bei dem Schieferzug noch nicht um eigentliche Globigerinenschiefer, aber um Uebergangsschiefer von solchen gegen den Taveyannazsandstein, welche die normale stratigraphische Unterlage und Umhüllung der voranliegenden Taveyannazfalten darstellen.

Die Taveyannazplatte der Vorstegstockscholle endet somit an dieser Stelle mit einer synklinalen Umbiegung und setzt sich nicht weiter gegen S hin fort. Ein analoger Abschluss der Platte ist offenbar auch an der dem Schlösslitrurm gegenüberliegenden W-Wand des Kars von Hintersulz vorhanden, wo man vom Sattel P. 2594 zwischen Vorstegstock und Scheidstöckli gegen E eine Rinne herunterkommen sieht, welche sich gegen den Wandfuss bei P. 2091 zu einem breiten Lawinencouloir erweitert. Unter diesem verbirgt sich offenbar eine analoge Schieferzone oder zum mindesten eine Aufschiebungsfläche, welche dem Schieferzug hinter dem Schlösslitrurm entspricht.

Zur weiteren Analyse der Tektonik in den 1000 m hohen Felswänden, welche den südlichen Abschluss des Kessels von Hintersulz bilden, verfolgen wir zunächst die tektonischen Elemente, denen wir vorhin bereits bis an den Grat Ruchi - Hintersulzhorn - Scheidstöckli nachgegangen sind. Vom Sattel zwischen Hintersulzhorn und Scheidstöckli lässt sich die Zone der Globigerinenschiefer des Ruchi über dem Gletscherchen von Hintersulz hindurch, stets am Fuss der hohen Wände entlang, als breites Band nach E weiterverfolgen bis in das schutterfüllte Kar von Untermättlen und hinauf in die Unterlage der Lochseitenkalkklippe des Mättlenstocks. Wie unter der Klippe von Scheidstöckli und Vorstegstock, stecken auch unter der Klippe des Mättlenstocks Nummulitenkalklinsen, welche die Anwesenheit eines Keils von Blattengratflysch im Innern dieser Globigerinenschieferzone andeuten.

Ueber der Globigerinenschieferzone kann man in den oberen Wandteilen N unter Ruchi und Klein Ruchi verschiedene Wandstufen von Taveyannazsandstein erkennen, getrennt durch Schieferbänder. Verfolgt man aber bei einer Betrachtung der Wand von N her diese Bänder gegen links bis in den stärker vorspringenden N-Grat des Hausstocks, so bemerkt man, wie oben schon angeführt wurde, dass sich die Taveyannazsandstein-Wandstufen um die ausspitzenden Schieferbänder antiklinal zusammenschliessen. Die oberen Teile der Flyschwände unter der Verrukano-Klippe des Hausstocks enthalten, wie dies auch Oberholzer feststellt (p. 182-184) im Prinzip ein grosses, N-schauendes Sandsteingewölbe, dessen Front mit den bekannten, weithin sichtbaren drei kleinen, kaskadenartig von S nach N unter dem Lochseitenkalkkragen absteigenden Detailantiklinalen garniert ist. Wie Oberholzer beobachtete, kann man deutlich sehen, wie der Taveyannazsandstein im verkehrten Schenkel des untersten und vordersten dieser Detailgewölbe als eine kontinuierlich über dem grossen Globigerinenschieferband durchgehende Wandstufe sich nach W zurückverbindet mit der ebenfalls überkippten Taveyannazplatte des Hintersulzhorns. Nüschstock und Hintersulzhorn entsprechen somit dem Verkehrtschenkel der grossen Hausstockantiklinale und die vom Mutsee gegen die Hintersulzlücke aufsteigende Schieferzone ergibt sich gegen E als ein zu der tiefsten der drei Detailfalten in der Front dieses Grossgewölbes gehörender Antiklinalkern.

Diese schon im vorigen Abschnitt berücksichtigten Zusammenhänge in den höheren Wandteilen der grossen Rückwand des Kars von Hintersulz sind durchaus klar und von Oberholzer richtig interpretiert worden. Es handelt sich nun noch darum, den Zusammenhang zwischen den schon geschilderten Verhältnissen im Boden des Hintersulzkessels und denjenigen dieser höheren Wände herzustellen. Wie Oberholzer zeichnet (Fig. 50, p. 183) und beschreibt, schaltet sich in die Schieferzonen S hinter dem Schlösslitrurm ein von unten aufsteigender und in den Schieferstumpf endigender Keil von Taveyannazsandstein ein, dessen Fortsetzung gegen W eine unmittelbar über dem Oberrand des Firns am Fuss der Steilwände entlanglaufende unterste Wandstufe bildet. Es ist deutlich, dass dieser Keil mit den Taveyannazfalten am S-Ende der Vorstegstockscholle im Schlösslitrurm in keine Verbindung tritt, sondern davon durch die schon besprochene Schieferzone getrennt bleibt. Oberholzer zählt übrigens auch die Schiefer im Hangenden dieses Keils in seiner Figur bereits als Globigerinenschiefer, während sie mir eher noch als Dachschiefer erscheinen; der Unterrand der grossen Globigerinenschieferzone läuft erst etwa 100 m höher über diesem Taveyannazkeil hindurch.

Oberholzer möchte in diesem Taveyannazkeil die nördliche antiklinale Spitze und Endigung der Hausstockscholle sehen. Es ist aber nicht richtig, dass das über dem Oberrand des Hintersulzgletschers durchziehende Taveyannazwändchen auch an seinem W-Ende nach oben stumpf in den Schiefen endet, sondern es tritt dort mit einer grösseren

Taveyannazsandsteinmasse in sichtbare Verbindung, welche zuerst in der Wand unter der Hintersulzlücke eine ausgesprochen gegen S schauende, in die grosse Globigerinenschieferzone hineinragende Rückfalte beschreibt, sich aber dann dezidiert nordwärts wendet. Sie lässt sich als höchste Taveyannaz-Wandstufe unter den Globigerinenschiefern und Blattengratschiefern, welche die Lochseitenkalkklippen des Scheidstöckli und des Vorstegstocks tragen, verfolgen bis in die N-Wand des letztgenannten Gipfels. Von den mächtigeren unterliegenden Wandstufen des Taveyannazsandsteins der Vorstegstockscholle bleibt diese höchste Taveyannazplatte der Vorstegstockscholle stets durch ein Schieferband getrennt.

Betrachtet man nun die gegenüber liegende E-Flanke von Hintersulz, d.h. die W-Abhänge der Mättlenstockgruppe, so erkennt man auch dort eine Taveyannazsandsteinmasse, die sich in ganz analoger Weise zwischen die Wand der Vorstegstock-Taveyannazscholle und die Globigerinenschiefer und Blattengratgesteine einschaltet, welche die Lochseitenkalkklippen des Mättlenstocks tragen. Nur setzt diese höhere Taveyannazsandsteinmasse hier erst N des Kars von Unter-Mättlen mit einer muldenartigen, N-geöffneten Umbiegung inmitten der Schiefer ein. Es würde aber die Erklärung genügen, dass zwischen dem aufwärts in den Schiefern endigenden Taveyannazkeil S des Schlösslitturms und dieser wiederum einsetzenden nördlichen Taveyannazmasse der Zusammenhang durch tektonische Zerreissung im Gebiet des Kars von Unter-Mättlen unterbrochen ist, während in der Scheidstöckli - Vorstegstockgruppe diese höhere Taveyannazsandsteinplatte durchgehend zusammenhängt.

Nach den sogleich noch zu besprechenden Verbindungen gegen E ist diese höchste Taveyannazmasse am besten als "Leiterbergscholle" zu bezeichnen. Es ist wichtig festzustellen, dass die Dachschiefer und basalen Altdorfersandsteine, welche im Gebiet der oberen Mättlenrus den Gewölbezylinder der Taveyannazsandsteine der Windigeggantiklinale stratigraphisch normal umhüllen, sich über diese letzteren Taveyannazsandsteine nach S hineinziehen bis an den Schlösslitturm. Die Taveyannazsandsteine der Leiterbergscholle liegen über diesem zum Teil mit steilen Weiden bedeckten Sandsteinband, das sich von N über P. 2207 hindurch gegen Unter-Mättlen hineinzieht. Wenn auch die Leiterbergscholle nicht Globigerinenschiefer als Basis führt, so sind ihre Taveyannazsandsteine doch eindeutig über diese jüngere Flyschzone mit Altdorfersandstein überschoben, die eine wichtige Trennung im Gebirgsbau darstellt.

Verfolgt man diese Taveyannazplatte nach N gegen den Richetlipass, so sieht man, dass sie dort, im N-Grat des Leiterberges um einen Schieferkern antiklinal umbiegt, und unterhalb dieser Umbiegung ein dünnes Taveyannazwändchen als verkehrten Mittelschenkel über "Mättlen" gegen S zurücksendet, das aber über der liegenden Schieferzone mit Altdorfersandsteinbänken schliesslich auskeilt. Die Leiterbergscholle besteht also hier aus 2 antiklinal verbundenen Taveyannazserien.

Betrachtet man auf Grund dieser weiteren Erkenntnisse nun nochmals den Bau des westlichen Grates Nüschentock - Vorstegstock, so entspricht offenbar dem Band mit Altdorfersandsteinbänken an der E-Flanke von Hintersulz das unterste Schieferband, das sich auf der W-, N-, und E-Seite des Vorstegstockes stets über der untersten Taveyannazsandsteinserie durchzieht. Den beiden nördl. unter dem Leiterberg antiklinal verbundenen Taveyannazsandsteinserien der Leiterbergscholle entsprechen dann wahrscheinlich auch die mittlere und die obere Taveyannazwandstufe des Vorstegstocks. Da sich die obere dieser Platten um den Talschluss von Hintersulz herum mit dem Keil S des Schlösslitturmes verbindet, so ist es wahrscheinlich, dass auch dieser Keil als ein Teil der höheren Taveyannazplatte der Leiterbergscholle angehört.

7. Der Richetlipass und das Kar der Wichlenmatt

Wie oben beschrieben, verschwindet bei 2000 m im südlichen Zweig der Mättlenrus der schöne Antiklinalzylinder der Taveyannazsandsteine des Windigegg-Gewölbes mit östlichem Streichen in den Leiterberg hinein, umhüllt von den eben genannten Schiefern des stratigraphisch tiefsten Dachschieferbandes und den darin eingelagerten tiefsten Altdorfersandsteinbänken. In der über dieser Zone folgenden Zusammenhäufung von Dach-Schiefern fast ohne Sandstein ist die Richetlipasshöhe eingeschnitten. S und N der Passhöhe sieht man über diesen Schiefern wieder Taveyannazsandsteine anstehen. Die Taveyannazplatte S des Passes, am N-Fuss des Leiterberges, hängt durchgängig mit der eben besprochenen höchsten Taveyannazplatte im Hintersulz zusammen, die deshalb oben schon als Leiterstockscholle bezeichnet wurde. Die grössere und recht mächtige Taveyannazsandsteinmasse unter dem Chalchstöckli N des Passes hängt mit derjenigen der Leiterbergscholle nirgends sichtbar zusammen; die Verbindung ist durch den Passeinschnitt und das weite Kar der Wichlenmatt überall unterbrochen. Doch schwimmt diese nördliche Masse auf denselben Dachschiefern, wie die Leiterbergscholle, und bildet sehr wahrscheinlich ihre nördliche Fortsetzung.

Mitten aus der Schuttebene der Wichlenmatt erhebt sich 1 km E der Passhöhe ein isolierter Hügel aus Taveyannaz-

sandstein. Er verlängert sich jenseits des Bachdurchbruchs bei P. 2037 in einen weiteren analogen Hügelkamm, der schliesslich bei P. 2161 Anschluss findet an den ebenfalls allseits von hohen Taveyannazwänden getragenen Bergvorsprung des Erbserstocks, P. 2182, 2. J. Oberholzer hat in Profil 12, Taf. 4, die schöne N-schauende Gewölbebiegung gezeichnet, welche die Taveyannazsandsteine innerhalb des Erbserstocks beschreiben, und darin die östliche Fortsetzung des Windigegg-Gewölbes gesehen (p. 182).

Die Umbiegung wird am Erbserstock völlig von Dachschiefeln umhüllt. Dachschiefer liegen auf dem Gipfelplateau des Berges über dem First des Gewölbes und ziehen sich dann von der leichten Einsattelung nördlich des Gipfels nach beiden Seiten vertikal herunter. Auf der E-Seite lassen sich die Schiefer noch ein Stück weit unter den Liegendschenkel der Taveyannazsandsteinumbiegung hinein gegen S herunterverfolgen. Aus der Seite der Wichlenmatt verschwinden die Schiefer bald unter den Alluvionen des Karbodens, der offenbar in beträchtlichem Ausmass von diesen weicheren Gesteinen unterlagert ist, welche die Fortsetzung der Schieferzone am Richetli-pass darstellen.

Das Taveyannazgewölbe des Erbserstocks bildet zweifellos die östliche Fortsetzung des Windigegg-Gewölbes.

Allerdings kulminiert bereits der westlichste Hügel, in welchem dieser Gewölbezyylinder in der Wichlenmatt wieder zum Vorschein kommt, schon bei 2100 m und liegt also höher als die Kote 2000, bei welcher der Gewölbezyylinder an der W-Seite des Passes in den Berg hineinsticht. Im Erbserstock selbst reicht aber die Kulmination der Gewölbebiegung bis zum Gipfelpunkt 2182 hinauf; denn gerade dort wird die Oberfläche des Gewölbes von hangenden Dachschiefeln bedeckt. Um die Umbiegung am Erbserstock mit dem Windigegg-Gewölbe W des Richetlipasses in Verbindung zu bringen, muss man deshalb annehmen, dass die Axe dieses Gewölbes, welche W des Richetlipasses vom Linthtal her praktisch horizontal verläuft, sich nun axial auf kurze Strecke gegen E um 200 m erhebt. Zugleich zeigt sich aber auch, dass die Umbiegung im Erbserstock gegenüber dem genau west-östlichen Verlauf der Stirnbiegung der Windigegg-Antiklinale W des Richetlipasses beträchtlich gegen N vorgeschoben ist. Entsprechend ist denn auch das Streichen der Umbiegung von den Hügeln der Wichlenmatt bis in den Erbserstock offenbar nicht mehr W-E, sondern etwa ENE gerichtet. Die Windigegg-Antiklinale muss hier also zugleich ansteigen und nördlich vorprellen. Studiert man aber die Verhältnisse an der E-Seite des Erbserstocks, so sieht man, dass mit diesem Gipfel der Extrempunkt dieser Vorprellung erreicht ist. Denn bis an den E-Rand des Gipfelplateaus des Erbserstocks steigen die Dachschiefer, welche den Gewölbefirst bedecken, bereits bis auf 2100 m ab, womit offenbar bereits wieder kräftiges östliches Axialgefälle einsetzt.

S des obersten Sernflaufes setzt sich die Taveyannazplatte des Erbserstocks in den Felswänden am Passweg unterhalb "Läger" mit zuerst flacherer, dann immer steiler gegen S einfallender Neigung fort bis an den ersten, S vom Leiterberg herunterfliessenden Bach, wo sie unter Dachschiefeln verschwindet. Diese südliche Endigung der Platte, mit ihrer steilen Schichtstellung, welche Oberholzer in seinem Profil 12 bis zur Ueberkipfung gehen lässt, entspricht durchaus der südlichen Endigung der Vorstegstockplatte im Schösslitturm. Ganz entsprechend den Verhältnissen in Hintersulz sieht man nun in den hangenden Dachschiefeln von Spitzegg und Läger ganz flachliegende Bänke von basalem Altdorfersandstein auf die liegende Taveyannazplatte hinaufsteigen und sich N-wärts bis zum P. 1895 verlängern. Von dort an zieht die nun nur noch Dachschiefer enthaltende Schieferzone im Dach der Erbserstockplatte gegen W und der aus der Wichlenmatt kommende Bach folgt ihr hier ein Stück weit im Streichen, nachdem er in der Talstufe unterhalb P. 2037 das Erbserstockgewölbe durchbrochen hat. Südlich vom westlichsten der Taveyannazhügel der Wichlenmatt streicht die Schieferzone in einer schutterfüllten Rinne weiter gegen den Richetlipass.

8. Der Bau der Leiterbergkette (Profilkulissen 7 und 8)

Ueber diesem Schieferband im Dach der Erbserstockplatte = Vorstegstockscholle folgt am E-Ende dieser Kette, über der Terrasse von Läger, eine erste, ziemlich mächtige Taveyannazwandstufe. Da sie über der bereits basale Altdorfersandsteine enthaltenden und somit eine sehr tiefe synklinale Trennung bezeichnenden Zone gelegen ist, kann diese Masse nicht mehr zur Vorstegstockscholle gehören. Unmittelbar über dieser ersten Wandstufe von Taveyannazsandstein folgt im E-Grat der Leiterbergkette eine zweite, in Detailfalten N gegen das Kar der Wichlenmatt absteigende und antiklinal endigende Taveyannazplatte. Nach den Verhältnissen in der S-Wand gegen Unter-Leiterberg sind die beiden Taveyannazplatten dort synklinale miteinander verbunden. Unter dem Gratpunkt 2559 folgt darüber, von einer Dachschieferzone getrennt, noch eine dritte, einige Detailfalten zeigende Taveyannazplatte, die ebenfalls auf der S-Seite des Berges mit der zweiten synklinale verbunden sein dürfte. Ueber dieser Platte besteht der Grat W vom genannten Gratpunkt bis zum Gipfel P. 2669, 3 des Leiterberges aus den flachliegenden Globigerinenschiefeln und Blattengratschichten, welche aus der grossen Globigerinenschieferzone unter dem Hausstock hervorgehen.

Die Leiterbergkette zeigt sich deshalb in ihrem E-Teil aus drei übereinandergelagerten ausgewalzten Antiklinalen von Taveyannazsandstein zusammengesetzt, welche man, da sie offenbar untereinander zusammenhängen, alle unter dem Namen Leiterbergscholle zusammenfassen kann. Nur die oberste dieser Platten sieht man aber um die nördliche Ecke des Leiterberges bei P. 2485 und gegen das Kar von Hintersulz hineinziehen, wo sie dann in der schon beschriebenen Weise noch N vom Kessel von Unter-Mättlen scheinbar mit einer synklinalen Umbiegung gegen S abschliesst. Man muss deshalb annehmen, dass die zwei unteren Teilelemente der Leiterbergscholle gegen W bald aussetzen, sodass W unter den Mättlenstock nur das oberste Element noch vorhanden ist und dann direkt der Dachschieferzone mit basalen Altdorfersandsteinen der Vorstegstockscholle aufruhet.

Auch scheint sich nur dieses oberste Teilelement der Leiterbergscholle eventuell über das Kar von Wichlenmatt in die Taveyannazmasse unter dem Chalchstöckli fortsetzen zu können, da die beiden tieferen Elemente schon S dieses Kars mit antiklinalen Stirnfalten endigen.

9. Der Talschluss von Wichlen

Die Verhältnisse in dem mächtigen, von Leiterberg, Mättlenstock, Hausstock, der Rüchi- und Rüterseggwand umgebenen Kar sind nur in den oberen, von diesen Gipfeln abstürzenden Wandteilen gut aufgeschlossen, im Kargrund dagegen zu einem grossen Teil von Firnfeldern, mächtigen Moränen und Schutthalen verhüllt. Die für die grösseren Zusammenhänge wichtigen Aufschlüsse, welche man in diesem östlichsten tiefegelegenen Einschnitt des Untersuchungsgebietes erwarten würde, sind deshalb nicht so günstig.

Die ganzen, unter der Verrukanoklippe des Hausstocks gegen NE abfallenden Flyschwände werden eingenommen von der grossen liegenden Antiklinalstirn der Hausstockscholle, deren Umbiegung auch von der E-Seite sehr deutlich sichtbar ist. Man sieht auch, dass der Kern der Falte innerhalb der Umbiegung der Taveyannazsandsteine von einer Schiefermasse gebildet wird, die vom Mergletscher her in die Falte eindringt. Die jüngeren Dachschiefer, welche in beträchtlicher Mächtigkeit den Verkehrtshenkel der Taveyannazsandsteine unterlagen, sieht man vom Gratpunkt 2709 zwischen Hausstock und Mättlenstock gegen E herunterziehen in Richtung auf P. 2337 am Wandfuss. Andererseits zieht eine Taveyannazplatte, welche der Leiterbergscholle angehören muss, von Ober-Leiterberg her ziemlich horizontal unter den Enden der Gletscherchen hindurch gegen S hin ebenfalls gegen diesen Punkt 2337. Hiedurch bleibt für eine Ausmündung der grossen Globigerinenschieferzone und der Blattengratflyschmassen, deren Nummulitenkalklinsen ebenfalls in derselben Richtung gegen S herunterziehen, nach der Tiefe kaum mehr viel Platz übrig. Man muss annehmen, dass diese Zonen, wie dies in Profilkulisse 6 dargestellt worden ist, praktisch keinen Stiel mehr nach der Tiefe haben können. Soweit die wegen der mächtigen Moränen nur spärlichen Aufschlüsse erkennen lassen, scheint der Karboden zwischen den Isohypsen 2300 m und 2000 m von der S-Wand der Leiterbergkette bis hinüber an den Fuss der Rüchiwand von verschiedenen, ziemlich horizontalliegenden Taveyannazsandsteinzügen mit Dachschieferzwischenlagen eingenommen zu werden, welche die südlichen Endigungen der verschiedenen Teilelemente der Leiterbergscholle darstellen.

Von der Isohypse 1900 m abwärts jedoch, in der steilen Karstufe zwischen Alpli und Wichlen, findet man in und zwischen den Gletscherbächen von Färtschen bis Spitzegg wieder durchlaufendere Felsaufschlüsse. Hier schalten sich zwischen Dachschiefen in ebenfalls horizontal dahinlaufenden Wändchen Bänke von typischem basalem Altdorfersandstein ein, die sich dann gegen N in die Terrasse von Lager und gegen P. 1895 hineinziehen, also in die schon verfolgte, trennende Schieferzone mit Altdorfersandstein zwischen Erbserstock-Taveyannazplatte (Vorstegstockscholle) und Leiterbergscholle (siehe Profilkulisse 9). Dieses ganze Gebiet hat Oberholzer mit der Farbe der "Stadschiefer" angegeben, doch sind die Schieferanteile zweifellos überwiegend normale Dachschiefer. Sichere Globigerinenschiefer finden sich nur ganz an der Basis der Karstufe in zwei beschränkten Aufschlüssen oberhalb 1600 m in den beiden Bächen, welche höher oben das Alpli umschliessen, kurz oberhalb von ihrem Zusammenfluss zum südlichen Hauptbach von Wichlen. Diese fensterartig entblösten Globigerinenschiefer unterlagern hier somit unmittelbar die Dachschiefer-Altdorfersandstein-Zone, indem die Erbserstock-Taveyannazplatte bereits unter Lager gegen S endigt. (Vergl. p. 87 und J. Oberholzer, Profil 12)

Hier stellt sich nun das Problem, auf welche Weise man sich das Auftreten dieser Globigerinenschiefer und überhaupt den ganzen Verlauf der Globigerinenschiefer sowie der tieferen mesozoischen Unterlage in der Hausstockgruppe vorzustellen hat.

Zunächst drängt sich die Frage auf, wo denn eigentlich das noch in Hintersulz so mächtige Gewölbe der Globigerinenschiefer im Kern der Windigegg-Antiklinale geblieben ist. Die Betrachtung des Taveyannazsandsteingewölbes im Erbserstock zeigt, dass dasselbe keinen Globigerinenschieferkern von Bedeutung mehr enthalten kann. An der E-Seite des Erbserstocks schliesst sich die Gewölbebiegung völlig innerhalb der Taveyannazplatte selbst, ohne

dass sich eine Schieferzone als Kern einschiebt. Einzig in der auffallenden, aber völlig schutterfüllten Nische S unter P. 2161 an der W-Seite des Erbserstocks könnte möglicherweise ein Schieferkern in das Gewölbe hinaufsteigen; dieser könnte aber nur äusserst schmal und spitz sein, wie dies in Profilkulisse 11 eingezeichnet worden ist. An der E-Seite wird das Taveyannazgewölbe von Dachschiefen, mit einer Altdorfer Sandsteinbank, unterlagert, welche sich als jüngere Schichten muldenartig unter das überliegende Gewölbe hineinziehen bis gegen Kote 1800 herunter. Hier kann sich also kein Antiklinalkern aus Globigerinenschiefen mehr einschalten.

E des Erbserstocks besteht der ganze Gebirgsvorsprung von Unter-Erbs und Ober-Erbs, wie schon die Topographie andeutet, aus einer ausgedehnten Sackungsmasse, die an ihrer W-Seite vom von P. 1970 herunterkommenden Bach, auf ihrer E-Seite von einer gegen P. 1264 des Bischofsbaches herunterzielenden Rinne begrenzt wird. Diese Sackung bildet auf 3 km Länge den Fuss des linken Sernfralhangs und verhindert in diesem Gebiet eindeutige Beobachtungen. Immerhin findet man in demselben noch zwei Aufschlüsse von Globigerinenschiefen; ein erster liegt in der Höhe von ca. 1550 m im erwähnten Bach, welcher die westliche Sackungsgrenze bildet; ein zweiter, grösserer und schon in der Oberholzer'schen Karte eingetragener, oberhalb P. 1470, im vom Kar des Erbser Kärpf durch die Sackungsmasse herunterkommenden Bach. Der letztgenannte Aufschluss wird deutlich von einer zwar ebenfalls versackten Felswand von Taveyannazsandstein überlagert, welche P. 1798 trägt.

Wenn auch alle diese Aufschlüsse sich innerhalb der grossen Sackungsmasse befinden, so zeigen sie doch, dass hier immerhin noch Globigerinenschiefer vorkommen, die mit den Aufschlüssen im Durnachtal in irgendeiner Verbindung stehen müssen. Wie gesagt, erhält man den Eindruck, dass diese Globigerinenschiefer nicht direkt in den Kern der Erbserstockumbiegung hineingehen können, sondern samt den begleitenden Taveyannazvorkommen unter dieselbe hineingehören. Dies liesse sich auf zwei Arten erklären: Entweder dadurch, dass die Erbserstockumbiegung selbst nur eine höhere, mehr nach N vorgeschobene Detailstirn der grossen Windigegg-Antiklinale darstellen würde, unterhalb welcher erst das den Globigerinenschieferkern enthaltende Hauptgewölbe folgen würde. Oder es wäre möglich, dass sich hier das Hauptgewölbe der Windigegg-Antiklinale überhaupt zu einer keinen grösseren Globigerinenschieferkern enthaltenden Detailumbiegung zurückgebildet hätte, während an deren Stelle das niedrige Vorgewölbe des Schäferhüttchens im Durnachtal sich nun gegen E hin zu dem, einen Kern von Globigerinenschiefen enthaltenden Hauptgewölbe entwickelt hätte. Bekanntlich sehen wir schon in der Streuschirrus über Obbort die Globigerinenschiefer beträchtlich in dieses, allerdings dort noch sehr enge Gewölbe emporsteigen. Der First des Taveyannazgewölbes beim Schäferhüttchen im hinteren Durnachtal liegt bei 1700 m, die Oberfläche der Taveyannazplatte über den Globigerinenschiefen in Ober-Erbs bei 1800 m. Hinsichtlich der Höhenverhältnisse wäre eine solche Parallelisation nicht abwegig.

Nach der Karte von Oberholzer möchte es scheinen, dass der von ihm angenommene grosse Globigerinenschiefer-Aufschluss in Wichlen ohne weiteres die Fortsetzung des Globigerinenschiefergewölbes im Kern der Windigegg-Antiklinale von Hintersulz darstellt. Die Globigerinenschiefer in Wichlen beschränken sich jedoch nur auf kleine Aufschlüsse im südlichsten Bachgraben, die zu weit südlich liegen, als dass man sie noch mit denjenigen in Hintersulz korrelieren könnte. Ausserdem ist es nach der durch R. Trümpy vorgenommenen, Korrelation der Jetzalp-Kreidestirn mit der Kistenpass-Schuppe = Cavirolas-Scholle, wie auch nach dem nordöstlichen Vorprellen der Erbserstockfalte, wahrscheinlich, dass die übrigen tieferen tektonischen Elemente in der Unterlage der Hausstockgruppe stärker gegen NE streichen als die W-E-streichende Umbiegung des Windigegg-Gewölbes zwischen Windigegg und Hintersulz. Unter Annahme eines solchen NE-Streichens stellen aber die Globigerinenschiefer-Aufschlüsse in Wichlen viel eher den in diesem tiefen Kessel nochmals angeschnittenen Globigerinenschiefermantel der Muttseeplateau-Scholle oder ihrer Mutenwändlistirn dar als den Kern der Windigegg-Antiklinale. In unserer Profilserie ergibt sich eine solche Parallelisation als ganz natürlich, wenn für die Globigerinenschiefer-Umhüllung der Mutenwändlistirn vom Kar von Nüsch an ein mittleres nordöstliches Axengefälle von 7° und ein Axenstreichen von N 70° E angenommen wird.

Was das Axenstreichen in den höheren Flyschteilen der nördlichen Hausstockgruppe betrifft, so ist dieses grösstenteils ebenfalls schon von der Kistenpass-Seite an etwas nordöstlich gerichtet, also nicht parallel mit dem W-E-Streichen des Windigegg-Gewölbes zwischen Windigegg und dem Durnachtal. Während zwar das stumpfe S-Ende der Vorstegstockscholle (Schlösslurmfallen) im Bereich von Hintersulz noch parallel mit dem Windigegg-Gewölbe W-E verläuft, so verläuft es zwischen Schlösslurm und Lager in Wichlen ebenfalls N 70° E, also parallel mit dem Vorprellen der Windigegg-Antiklinale von Hintersulz bis zum Erbserstock. Die letztere steigt auf dieser Strecke gegen NE axial an, hingegen fällt das Hinterende der Vorstegstockscholle auf dieser Strecke von 2250 m am Schlösslurm auf eine Höhe von 1800 - 1600 m in Wichlen axial kräftig ab. Noch stärker gegen NE abgedreht als das Erbserstockgewölbe sind die Faltenzylinder in der Leiterbergkette. Am schönsten Detailantiklinalzylinder der mittleren Taveyannazplatte der Leiterbergscholle konnte unter P. 2450 am E-Ende des Leiterberges

ein Gesamtverlauf in Richtung N 46° E festgestellt werden. Nähere Betrachtung zeigte aber, dass die Falte von zahlreichen, mehr oder weniger parallel verlaufenden, mit 75° E einfallenden Querbrüchen durchsetzt ist, die N 30° W streichen und an denen stets die jeweiligen östlichere Scholle gegenüber der westlichen transversal etwas gegen N versetzt erscheint. Das eigentliche Axenstreichen innerhalb der Schollen ist etwa als N 80° E anzunehmen, und das stark gegen NE abgedrehte Gesamtstreichen kommt durch die Bruchverstellung zustande. Wahrscheinlich ist, wie oben gesagt, auch der östliche Axenanstieg und das nordöstliche Vorpellen des Windigegg-Gewölbes in der Wichlenmatt bis zum Erbserstock durch analoge Transversalverstellungen an Brüchen zu erklären. Auch in der Auflagerungsfläche der hangenden Globigerinenschiefer über der obersten Taveyannazplatte der Leiterbergscholle zeichnet sich von der Durnachtalflanke des Leiterberges bis zum Gratpunkt 2559 des Leiterberg-E-Grates eher ein leichter östlicher Axenanstieg ab. Dadurch, dass die oberste Taveyannazplatte der Leiterbergscholle axial horizontal verläuft, das S-Ende der Vorstegstockplatte aber von Hintersulz bis Wichlen stark absteigt, entsteht gegen E. Raum für die Einschaltung der beiden tieferen Taveyannazfalten der Leiterbergscholle, welche in Hintersulz noch nicht vorhanden sind.

Das Streichen der regelmässigen Taveyannazsandsteinplatte im Verkehrtshenkel der Hausstockantiklinale vom Nüschstock über das Hintersulzhorn bis zum N-Grat des Hausstocks läuft N 70° E. Für das Axenstreichen der frontalen Hauptumbiegung des Hausstockgewölbes, das nicht direkt messbar ist, muss man zwischen Hintersulzlücke und dem N-Grat des Hausstocks etwa N 65° E annehmen bei fast horizontalem Axenverlauf. Auch hierin zeichnet sich das von Trümpy für die mesozoischen Falten des Untergrundes nachgewiesene "Plateau" des Faltenaxenverlaufes unter der Hausstockgruppe ab, das bis in den Hintergrund des Kars von Wichlen anhält.

Diesen Differenzen in den Streichrichtungen der nördlichen Hausstockgruppe wurde in der Profilserie dadurch Rechnung getragen, dass in den westlicheren Kulissen im Bereich der Vorstegstockscholle die Kulissen quer zum Westlichen Axenstreichen, also N-S gelegt sind, aber dann anschliessend in den höheren und südlicheren Flyschteilen N 15° E verlaufen. In den östlicheren Kulissen ist die Profilrichtung entsprechend dem stärker gegen NE abgedrehten Faltenstreichen durch die ganze Hausstockgruppe hindurch N 20° W - S 20° E.

10. Die S-Seite der Hausstockgruppe

Zum Verständnis der Flyschtektonik und der allgemeinen tektonischen Probleme im Panixerquerschnitt müssen wir vorerst noch die Zusammenhänge vom Kistenpassquerschnitt her auch entlang dem S-Fuss der Hausstockgruppe gegen NE verfolgen.

Von dem im Alpenstreichen verlaufenden Längskamm, der die von W nach E aufeinanderfolgenden höchsten Gipfel des Untersuchungsgebietes, Ruchi, Klein-Ruchi und Hausstock, miteinander verbindet, zweigt an jedem dieser Kulminationspunkte je ein markanter Quersporn gegen S bis SE ab. Von diesen drei parallelen Quergräten läuft der westlichste über den Muttentstock, P. 3089, und trennt sich dort nochmals in einen westlichen, Muttentberge genannten Zweig, der gegen den Pass Falla Lenn zielt, und einen östlichen Zweig, der über P. Cavirolas P. 3027, gegen Crap Ner, P. 2875, verläuft. Der kurze mittlere Flyschgrat, der die Kare des Cavirolas- und des Fluazgletscher trennt, hat in der LK keinen speziellen Namen. Der östliche, von der Verrukanoklippe des Hausstocks sich abzweigende Flyschgrat, der selbst noch einige kleine Lochseitenkalk- und Verrukanoreste trägt, trennt den letztgenannten Gletscher vom Mergletscher und wird an seinem S-Ende Fil dil Fluaz genannt.

Im Gebiet dieser S-Gräte stossen meine Untersuchungen zusammen mit denjenigen von R. Trümpy, der hier den Bau sowohl der mesozoischen Unterlage des NHF wie der auf den letzteren überschobenen subhelvetischen Decke des P. d'Artgas und des Crap Surtscheins im Rahmen einer (nicht veröffentlichten) Diplomarbeit (ETH Zürich, 1944) im Detail bearbeitet hat. Einzig eine konzentrierte Darstellung der tektonischen Resultate wurde publiziert (TRÜMPY 1945) jedoch konnte ich für manche Details des südlichen Anschlusses meiner Profile vom ausführlicheren Manuskript (Depot Geol. Institut ETH) Gebrauch machen.

Jeder der vier S-Gräte der Hausstockgruppe zeigt ein Querprofil durch die südliche Endigung der Zone der Taveyannazschollen. In den zwischenliegenden Gletscherkaren der Cavorgia de Breil, der Cavorgia de Vourz und von Cavirolas ist die Struktur der mesozoischen Unterlage bis weit unter die Flyschgräte aufgeschlossen. R. TRÜMPY (1944 u. 1945) hat gezeigt, dass hier im südlichsten Abschnitt des parahelvetischen Mesozoikums des Aarmassivs noch zwei Hauptschuppen zu unterscheiden sind: als nördlichere Cavirolas-Schuppe, als südlichere die Cavorgia-Schuppe. Wie der Aufschluss der Kistenpassroute enthüllt, ist die Kreidestirn der erstgenannten Schuppe am Aufstieg von der Muttentalp zur Kistenpasshöhe als sog. "Untere Kistenpass-Schuppe" um mehrere hundert Meter über das Tertiär im Rücken der Muttentbach-Schuppe überschoben. Die Aufschiebung der Cavorgia-Schuppe, welche in

den Kalkwänden zwischen Panixeralp und Cavirolas als bedeutende Trennung erkannt werden kann, erscheint im Kistenpassprofil wieder in Form der beträchtlichen Ueberschiebung des Kreidewändchens der Kistenpasshöhe (= "Obere Kistenpass-Schuppe") über das Rückentertiär der "Unteren Kistenpass-Schuppe". Die Trennungen zwischen den von R. Trümpy unterschiedenen Mesozoikum-Schuppen kommen also im Kistenpassprofil in völlig analoger Weise unter dem darüber hinweggreifenden Flyschgrat Mutenstock - Mutenberge wieder zum Vorschein. Wie wir schon festgestellt haben, stellt die Aufwölbung der Globigerinenschiefer N vom Mutenstock die Hülle der Unteren Kistenpass-Schuppe = Cavirolas-Schuppe dar, und man muss mit Wegmann als gegeben annehmen, dass der mesozoische Kern dieser Schuppe in Form der Faltenstirn der Jetzalp im Panixerprofil wieder zum Vorschein kommt.

Dagegen scheint die Aufschiebungsfläche der Oberen Kistenpass-Schuppe = Cavorgia-Schuppe im Kistenpassprofil gegen N und oben auszumünden in jene gegen die Einsattelung P. 2986 N Mutenstock ansteigende Scherfläche, an welcher der Flysch der Mutenstockschollen gegen N gegenüber der Globigerinenschiefer-Unterlage relativ verschoben erscheint.

Während das Streichen der Stirn der Cavirolas-Schuppe in Richtung Jetzalp stark gegen NE geht, so scheint dasjenige der Stirn der Cavorgia-Schuppe vom Kistenpass fast rein gegen E zu laufen. Hiedurch vergrößert sich die Distanz zwischen den beiden Schuppenstirnen rasch und die Cavirolas-Schuppe erhält eine gegen E zu rasch an Breite zunehmende, sanft gegen S geneigte Rückenfläche, über welcher die grossen Tertiärmassen am S-Abstieg des Panixerpasses gelagert sind. Nach R. TRÜMPY, 1945 streichen die Axen in der mesozoischen Unterlage der südlichen Flyschgräte der Hausstockgruppe vom Kistenpassquerschnitt bis ins Kar von Fluaz zunächst praktisch horizontal, dann aber mit der Annäherung an den Querschnitt des Panixerpasses setzt plötzlich flexurartiges Eintauchen der Faltenaxen gegen E ein.

Aehnlich wie dies für die Cavorgia-Schuppe entlang dem S-Rand der Hausstockgruppe direkt sichtbar ist, muss man auch für die Stirn der Cavirolas-Schuppe = Untere Kistenpass-Schuppe annehmen, dass sie von der Mutenalp aus zunächst gegen E ziemlich flach unter die Hausstockgruppe hineinläuft, dann aber von der Unterlage des Hausstocks an sehr stark gegen die Jetzalp eintaucht, wo die mesozoische Umbiegung wieder zum Vorschein kommt. Für die tertiäre Stirnhülle dieser Falte ist dieser rapide Abstieg von der E-Wand des Hausstocks durch die S-Wände des Talschlusses von Wichlen bis in die Jetzalp durch meinen Gebietsnachbarn R. Wegmann im Detail studiert worden und wird unter noch diskutiert werden.

Wir besprechen nun die Profile der vier Flyschsüdgräte der Hausstockgruppe im einzelnen und gehen wiederum vom Kistenpassprofil aus.

Die zum normalen Rücken der Cavorgia-Schuppe gehörigen Nummulitenbildungen und Globigerinenschiefer des Kistenbandes setzen sich, nur von kleineren Längs- und Querbrüchen etwas zerhackt, entlang dem E-Rand der Cavorgia de Breil gegen S kontinuierlich fort bis zu P. 2415 am Kistenweg und von dort westlich ins Profil des Kistenstöckli (Detailprofil Nr. 1). Nach einiger auffälliger Verfaltung und Verschuppung der Nummulitenbildungen mit Kreide unter P. d'Artgas ziehen sich die ersteren zuletzt in der Unterlage der subhelvetischen Trias-Kristallinschubmasse des genannten Gipfels noch bis gegen Val Frisal herunter, in den tiefen Muldenkeil, der diese Schubmasse von den unterliegenden parahelvetischen Schuppen trennt.

Der Flysch reicht aber nicht so weit in diese Muldentrennung hinein, sondern endet schon N der Falla Lenn, P. 2577. Folgen wir von diesem Passübergang dem gegen die Mutenberge ansteigenden Grat gegen N aufwärts (vergl. Fig. 2, p. 92), so treffen wir über den Globigerinenschiefern (G der Fig. 2) der Passlücke bald auf ein auffallendes, etwas flach schüsselförmig eingebogenes Felswändchen, (N) das die südlichste markante Graterhöhung bildet. Wie Oberholzer angibt, besteht es aus Nummulitenkalk derselben Ausbildung, wie im Profil des Kistenstöckli, welcher, wie R. Trümpy gefunden hat, sogar noch von etwas Seewerschichten unterlagert wird, sodass die schuppenartige Auflagerung auf die Globigerinenschiefer deutlich ist. Etwa halbwegs zwischen der Falla Lenn und dem Gratpunkt 2895, 2 setzt in der Nähe von P. 2734 über dem Globigerinenschiefer der Flysch ein. An der W-Seite des Grates erkennt man in den Globigerinenschiefern die in der Figur dargestellte liegende Synklinalbiegung. Die südliche Endigung des Flysches zielt aber nicht deutlich in diese Muldenbiegung hinein. Sondern der sehr flach liegende Flysch scheint gegenüber der durchlaufend stärker S geneigten Schieferung der Globigerinenmergel deutlich etwas diskordant gelagert.

Entlang dem von P. 2638 des Kistenpassweges ebenfalls gegen den Gratpunkt 2895, 2 aufsteigenden westlicheren Sporn wurde vom Nummulitenkalk des Kistenbandes bis an die Basis der zusammenhängenden Wand von Taveyannazsandstein unter jenem Gratpunkt das Detailprofil Nr. 18 aufgenommen. Dieses zeigt, dass zwischen Globigerinenschiefer und dem Taveyannazsandstein Uebergangsschichten vorhanden sind, dass aber die Verhältnisse infolge der Verschiebung des Flysches gegenüber der Unterlage doch nicht ganz normal, sondern durch Schuppung



Fig. 2 Mutenberge S Grat vom Kistenpassweg. P. 2895.2 ; P. 2734 LK ; Falla Lenn P. 2577

gestört sind. Eine grössere Masse von vulkanitfreiem Sandstein, wie sie am Kistenstöckligipfel vorhanden ist findet sich hier nicht.

Der Taveyannazsandstein, unten zunächst in Bänken mit ziemlich viel Dachschiefer durchschossen, endet oben mit einer massiven Wandstufe, über welcher vom Gratpunkt 2895, 2 nordwärts entlang dem ganzen Grat der Mutenberge eine weiche, schiefrige Partie gelagert ist, die offenbar noch einen Rest von Blattengrathflysch darstellt. N von P. 2956 werden Taveyannazsandstein und auflagernder Blattengrathschiefer durch einen bedeutenden Längsbruch gemeinschaftlich verstellt. Die zwischen Blattengrathflysch und Globigerinenschiefer-Unterlage noch vorhandene Mächtigkeit der Taveyannazgruppe ist in diesem südlichsten Ausläufer der Zone des NHF recht bescheiden, nur etwa 60 - 80 m.

Jenseits des von der Kreideunterlage und Nummulitenbildungen eingenommenen Karbodens der Cavorgia de Vuorz sieht man eine analoge tiefste Taveyannazwandstufe über den Globigerinenschiefen vom Sporn des Crap Ner, P. 2875, gegen NW unter den P. Cavirolas, P. 3027, hineingehen. Diese Platte geht in der E-Flanke des P. Cavirolas ohne wesentliche Störung über die liegende Falte von Kreide und Nummulitenbildungen hinweg, mit welcher sich hier die Cavorgia-Schuppe mit der unterliegenden Cavirolas-Schuppe verbindet. Schon die Globigerinenschiefer machen die trennende Mulde zwischen den beiden Schuppen nicht mehr stark mit; bemerkenswert ist aber, dass sich hier an der Grenze gegen die Taveyannazserie ein besserer Rest von Sandstein vom Typus des Kistenstöckli-Gipfelsandsteins erhalten hat.

Ueber einer ersten Taveyannazwandstufe folgt in diesem Sporn Crap Ner - P. Cavirolas zunächst ein Schieferband und dann darüber am letztgenannten Gipfel wiederum Taveyannazsandstein, der sich entlang dem Verbindungsgrat in den Mutenstockgipfel hinüber verlängert.

Es ist möglich, dass es sich hier um eine stratigraphische Sukzession handelt und die normale Schichtfolge der Taveyannazgruppe der Mutenstockschollen erst hier gegen oben komplett wird. N vom Mutenstockgipfel beschreibt dann die Serie der Mutenstockschollen über der Aufwölbung von Globigerinenschiefen der Umhüllung der Cavirolasschuppenstirn jene schon beschriebene, N-überliegende Antiklinale. Im N-Schenkel derselben sinkt die Mutenstockserie N-wärts gegen den Hintergrund des Cavirolaskars ab. In ganz analoger Weise mit Fältchen gegen N absteigend bildet die Mutenstockserie das S-Ende, P. 2706, des kurzen Sporns zwischen Cavirolasgletscher und Fluazgletscher. Sowohl an diesem Sporn, wie N des Mutenstocks wird diese Taveyannazplatte der Mutenstockschollen von einem Globigerinenschieferband überlagert, das ebenfalls in nördlicher Richtung zu den beiden Ufern des Cavirolasgletschers absteigt und unter das Firnbecken eintaucht; so wie dies in den Profilkulissen 5 und 6 gezeichnet ist, welche die Verhältnisse in der W- und der E-Flanke des Cavirolaskars zur Darstellung bringen. Ueber diesem Band und teilweise gemeinschaftlich mit demselben durch NW-SE-streichende Querbrüche verstellt, erscheint nun im obersten Hintergrund des Cavirolaskars am Ruchi und Klein-Ruchi jene noch höhere Taveyannazplatte, die nichts anderes darstellen kann als den auf der S-Seite der Wasserscheide wieder zum Vorschein kommenden Hangendschenkel der grossen Hausstockantiklinale der N-Seite.

Im langen S-Grat vom Hausstock zum Fil dil Fluaz kommen diese verschiedenen Taveyannazschollen ein weiteres Mal in Schnitt.* Die auch von der Oberholzerkarte verzeichnete tiefste Bank, welche als einfache, flach N-geneigte Platte über den Kreide-Nummulitenkalkfalten der Cavorgiaschuppenstirn am Fil dil Fluaz einsetzt, stellt wiederum die östliche Verlängerung der basalen Mutenberge-Serie dar. Die Schiefer, welche dieser Bank auflagern und die drei kleinen Deckenklippen unterlagern, sind - abgesehen von Resten von Blattengrathschiefen, die unmittelbar unter den letzteren noch vorhanden sein können - zur Hauptsache normale helvetische Globigerinenschiefer. Sie steigen auf beiden Seiten des Grates gegen die Gletscher herunter und fliessen mit den Globigerinenschiefen zusammen, welche man als Unterlage der Taveyannazbank auf der Fluazgletscher-Seite weit nach N hineingehen sieht. N der drei kleinen Lochseitenkalkklippen setzt am Grat eine höhere Taveyannazplatte ein, welche N-fallend in die Globigerinenschiefer abtaucht und vor allem die weit in den Mergletscher vorspringende Felswand von P. 2661 bildet. Nach den Zusammenhängen gegen W muss man annehmen, dass beide Taveyannazplatten zusammen den Mutenstockschollen im W entsprechen, dass also der Globigerinenschiefer-Trennung zwischen den beiden nur eine sekundäre Bedeutung zukommt.

Ein dritter Zug von Globigerinenschiefer im Dach der zweiten Taveyannazplatte trägt schliesslich die Taveyannazbank der Hausstockscholle, welche sowohl im Hintergrund der Fluazgletscher-Kars mit der Taveyannazplatte unter dem Klein-Ruchi zusammenhängt, wie anderseits durch Vermittlung einer Felsinsel im obersten Mergletscher mit den Taveyannazsandsteinen am E-Grat des Hausstocks bei P. 2681 zu verbinden ist und somit den

*) Es sei hingewiesen auf die schöne Ansichtszeichnung des Fil dil Fluaz und Hausstocks von SW, gezeichnet von SW durch Alb. Heim, 1906, in ALB. HEIM, 1911, p. 53, Fig. 3.

Hangendschenkel des grossen Hausstockgewölbes darstellt. Die Dachschieferzone, welche an der E-Seite des Hausstocks den Kern dieses Gewölbes bildet, erreicht den E-Grat des Hausstocks beim Gratpunkt 2681 m.

Es besteht kein Zweifel, dass die grosse Taveyannazplatte des Panixerpasses, die gegen den Wichlenberg (SK) ("Hörner" der LK) ansteigt und dort gegen N stumpf endigt, mit den unteren Taveyannazplatten des Fil dil Fluaz, also den Mutenstockschollen, zusammenhängt; es fragt sich nur auf welche Weise. Schon Oberholzer hat diese Zusammenhänge besprochen, doch weicht meine Auffassung der Verhältnisse im langen S-Grat vom Hausstock bis zum Fil dil Fluaz von derjenigen Oberholzer's wesentlich ab. Nach dessen - übrigens von der Karte stark abweichenden - Darstellung in Profil 13 und p. 182 hängt die oberste oder Hausstock-Taveyannazplatte als flach S-fallende Platte direkt mit meiner mittleren Taveyannazplatte zusammen und ist an diesem, ihrem S-Ende von der untersten Platte, welche Oberholzer als alleinigen Vertreter der Panixerplatte auffasst - dadurch getrennt, dass die hangenden "Wildflyschschiefer" sich von oben her dazwischen drängen, bis sie mit den Globigerinenschiefen im Boden des Kars von Fluaz in Berührung kommen. Diese Trennung zwischen unterster Fluaz-Platte = Panixer-Taveyannazplatte und der Hausstock-Taveyannazscholle bringt Oberholzer mit dem von ihm seiner Wichtigkeit stark betonten Phänomen in Zusammenhang, dass die Taveyannazplatte des Panixerpasses an der NE-Ecke des Ruch Wichlenberges (P. 2720 der Glarnerkarte) gegen N stumpf ende und von den tieferen Sandsteinmassen über Wichlen durch die Einschiebung von Blattengratschiefern, welche in Begleitung der Jetzlochstirn auftraten, völlig getrennt bleibe. Auf diese Weise sind die Verhältnisse in seinen Profilen 11, 12 und 13 der Tafel 5 dargestellt worden.

Meine Auffassung des Grates Hausstock - Fil dil Fluaz geht also dahin, dass die untere und die mittlere Taveyannazscholle näher zusammengehören und die Mutenstock-Schollen repräsentieren, die oberste Scholle als Hausstockscholle aber stärker abzutrennen ist. Und zwar geschieht diese Trennung durch normale Globigerinenschiefer, welche die Unterlage des Hausstock-Taveyannazsandsteins bilden, und nicht durch von oben hereinkommende "Wildflyschschiefer".

Das Streichen der Taveyannazschollen und ihrer Trennungsflächen in der südlichen Hausstockgruppe ist ziemlich W-E gerichtet, und da kein Axengefälle vorhanden ist, so entspricht dies zugleich auch dem Axenstreichen der tektonischen Elemente. Dieses Streichen verlief also parallel mit demjenigen der Stirn der Cavorgia-Schuppe im Untergrund. Dagegen läuft das Streichen der Stirn der Hausstock-Antiklinale an der N-Seite der Hausstockgruppe N 65-70° E und damit parallel zum Axenstreichen der Unteren Kistenpass-Schuppe - Cavirolas - Jetzalpstirn im Untergrund.

Die schönen Aufschlüsse in der Gletscherkaren der Hausstock-S-Seite zeigen, dass die Taveyannazmassen von einer Unzahl von SE-NW-streichenden Querbrüchen, meist mit bescheidenen Verstellungen, durchsetzt sind. Diese Brüche gehen oft durch den ganzen Stapel der Taveyannazschollen von oben bis unten durch. Bekanntlich sind ja analoge Brüche von sehr bedeutender Längsausdehnung, aber meistens mit ebenfalls nur bescheidenem Verstellungsbetrag, auch im mesozoischen Untergrund vorhanden, wenn auch nicht in solcher enger Schärfe wie im Flysch. Es sind dies die bekannten Limmernbrüche, von denen die bedeutendsten aus dem Gebiet des Ladrals bis über Sandbach und Linth nach N verfolgbar sind (T. HAGEN, 1949)

Ebenfalls wie im Untergrund sind auch einige SW-NE-laufende Längsbrüche, teilweise mit ziemlichem Verstellungsbetrag, zu beobachten.

11. Die tektonischen Verhältnisse im Profil Panixerpass-Wichlen:

Die tektonischen Verhältnisse der mesozoischen Schuppen am Panixerpass sind von L. WYSSLING, 1950, neu beschrieben worden; die von ihm neuerdings untersuchten Verhältnisse im Bereich der sog. Querfalte am Chalchhorn brauchen uns hier nicht zu beschäftigen, da sie ohne prinzipiellen Einfluss auf die Flyschtektonik bleiben. Während meiner Terrainuntersuchungen hat mein Gebietsnachbar R. WEGMANN das umgebende Flyschgebiet W der Panixerroute, d. h. das Gebiet von Mer sura, der "Hörner" (Wichlenberg der SK), der Rüchiwand und der Rütersegwand untersucht und bis an den Mergletscher heran kartiert, wo unsere beiden Untersuchungsgebiete zusammenstossen. Auf Grund unserer gemeinsamen Begehungen und der Resultate von Wegmann, wie sie nach seinem seit 1957 vorliegenden Dissertationsmanuskript und seinen Profilen binnen kurzem veröffentlicht sein werden, können die tektonischen Zusammenhänge am E-Rande meines Untersuchungsgebietes wie folgt skizziert werden.

Zunächst ist hier ein Differenzpunkt zu erwähnen, über den wir zu keiner Einigung gekommen sind. Wegmann fasst die Taveyannazplatte des Panixerpasses zwischen Mergletscher und Chalchhorn als eine einheitliche Platte

auf, die er allein mit der tiefsten der beiden Taveyannazplatten des Fil dil Fluaz korrelieren möchte. Es scheint mir jedoch, dass entlang der östlichen Bachfurche in Mer sura noch eine Trennung in dieser Platte laufen könnte und dass der westliche Teil der Platte (P. 2468) der tieferen, der östliche Teil (P. 2496 und "Chärren") aber der höheren der beiden Taveyannazlammellen des Fil dil Fluaz entsprechen könnte. Auf jeden Fall bildet die Taveyannazplatte des Panixerpasses die östlichste Fortsetzung der Mutenstockschollen, analog der Auffassung Oberholzer's, der allerdings in seiner Karte immer nur die basale Taveyannazwand der Mutenstockschollen allein als Taveyannazsandstein ausgeschieden und dadurch diese Korrelation zu sehr vereinfacht hat.

Unter der Taveyannazplatte des Panixerpasses erscheint nun im Gebiet des "Läger" der Jetzalp und P. 2049 (Haselegg der SK) die normale Tertiärhülle der mesozoischen Jetzlochstirnfalte. Die letztere selbst ist im tiefsten Einschnitt der Jetzalp nur auf kurze Strecke aufgeschlossen, sichtbar in rapidem Axenanstieg gegen W. Nummulitenkalklamellen, welche sich teilweise von der mesozoischen Unterlage schuppenartig losgelöst haben, begleiten das Gewölbe und steigen mit demselben vom Jetzloch gegen Läger an. Das Ganze wird von einer mächtigen Globigerinenschieferhülle umgeben, welcher nach Wegmann auch die Schiefer in der Unterlage des Gewölbes zugehören, welche aber Oberholzer in der "Haselegg" noch als Blattengratschiefer kartiert hat. Nach Wegmann setzen sich aber die Blattengratschiefer nicht über das Jetzloch hinweg gegen W fort, und diese Schiefer sind in der westlichen Unterlage der Jetzlochantiklinale nicht von den Globigerinenschiefen zu unterscheiden, welche im "Läger" das normale Hangende der Jetzlochantiklinale bilden.

Auch die Globigerinenschieferhülle steigt mit der ganzen Falte durch die "Rüchi" genannte Wand sehr rasch axial gegen W an und reicht N unter P. 2797 der "Hörner" fast bis an die Oberkante der Wand hinauf; die oberste Spitze der Globigerinenschiefer-Umbiegung streicht in Kote 2500 westwärts in die Wand hinein. Sie wird in den "Hörnern" überlagert durch eine mächtige Dachschiefermasse, in welcher einzelne Linsen von Taveyannazsandstein schwimmen. Am S-Hang der Hörner, gegen Mer Sura, setzt dann an der Basis dieser Dachschiefermasse die zusammenhängende Taveyannazplatte des Panixerpasses ein. Dass die Unterfläche dieser Platte dicht über dem Globigerinenschiefer der Jetzalpfalte ruht, geht aus einem kleinen fensterartigen Aufschluss von solchen Schiefen hervor, den R. Wegmann bei P. 2544 am E-Rande des Mergletschers in der unmittelbaren Unterlage der Taveyannazsandsteinplatte gefunden hat. 3,5 km weiter SW kommt die Globigerinenschiefer-Umhüllung der Jetzalpfalte in der antiklinalen Aufwölbung zwischen Mutenstock und Ruchi wieder zum Vorschein. Die oberste Spitze erreicht dort über der Mutenalp 3000m, sodass der axiale Anstieg auch unter dem Hausstock hindurch noch weiter anhält.

Geht man von Wichlen entlang dem Panixerweg durch das Jetzloch hinein, so stellt man fest, wie die Globigerinenschiefer des Verkehrtchenkels der Jetzlochfalte von Altdorfersandstein und Dachschiefer unterlagert werden, welche von E her in die tieferen Wandteile der Rütersegg hineinstreichen und den "Flysch von Elm" bis hierher fortsetzen. Nach der Darstellung von Wegmann ist der Globigerinenschiefermantel der Jetzalpfalte, der die oberen Wandteile der Rütersegg einnimmt, beträchtlich nach N hinausgeschoben über diese Altdorfersandsteine und an seiner Unterseite mit denselben durch nachträgliche Verschiebung verzahnt.

Verfolgen wir die Grenze von Altdorfersandstein und überliegendem Globigerinenschiefer durch die Wand der Rütersegg und der Rüchi mit raschem Anstieg gegen W hinauf bis an den Punkt, wo sich die Spitze der Globigerinenschiefer-Umbiegung gegen W in die Wand zurückzieht, so kommt dann dort der liegende Altdorfersandstein-Dachschiefer-Komplex fast mit den hangenden Dachschiefern der "Hörner" in Kontakt. Eine unmittelbare Berührung kommt zwar am Sattel zwischen P. 2681 und P. 2797 des Hausstock-E-Grates wahrscheinlich nicht zustande, weil sich hier noch Elemente der Hausstockscholle dazwischen schieben. Im ganzen streicht die Hausstockscholle in der NE-Flanke des Hausstocks mit nordöstlichem Streichen aus der Wand heraus in den Hohlraum des Kars von Wichlen. Die südliche Unterfläche geht am oben genannten Sattel des Hausstock-E-Grates nach N in die grosse Wand hinaus und durch dieselbe steil herunter gegen P. 2218. Während E dieser Linie die Hauptmasse der Hausstockscholle schon aus der Wand herausgetreten ist, so bleibt doch noch ein tiefster rückwärtiger Keil von Taveyannazsandstein in der Wand stecken und verläuft oberhalb Färtschen durch gegen die Rütersegg, wo er zwischen den Altdorfersandsteinen zuletzt aus der Wand herausstreicht. Es besteht kein Zweifel, dass man sich die Hauptmasse der Hausstockscholle der Wand der Altdorfersandsteine und Dachschiefer der Rütersegg nördlich vor- und aufgelagert denken muss, wobei die Aufschiebungsfläche gemeinschaftlich verfaltet ist, sodass rückwärtige Keile von Taveyannazsandstein der Hausstockscholle quasi "synklinal" in der Altdorfersandstein-Dachschiefermasse stecken können. Da aber auch die Hausstockscholle nicht nur aus Taveyannazsandstein allein besteht, sondern in der grossen Hausstockantiklinale einen inneren Kern aus basalem Dachschiefer, eine äussere Hülle von höherem Dachschiefer besitzt, so können dort, wo die Hausstockscholle nach NE in den Talraum von Wichlen herausstreicht, auch Dachschiefer derselben mit dem Altdorfersandstein-Dachschiefer-Komplex der unteren Rüterseggwand in Kontakt kommen. Während es für die genannten, gegen E in der Altdorfersandstein-Dach-

schiefermasse der Rütersegg auskeilenden Taveyannazzüge noch unschwer zu erkennen ist, dass es sich um von N eingespitzte Keile handelt, so ist es im übrigen, soweit nur Schiefer miteinander in Berührung kommen, schwierig zu sagen, wo in der grossen Wandfläche der Rüchi nun genau der offenbar stark verfaltete Kontakt der Hausstockscholle mit dem unterliegenden jüngeren "Flysch von Elm" verläuft. Auf jeden Fall kann man aber feststellen:

1. dass der tiefere Wandteil der Rütersegg nur basale Altdorfersandsteine mit Dachschiefer, aber keine zu dieser Serie von jüngeren Flysch selbst gehörigen Taveyannazsandsteine enthält;
2. dass die von Oberholzer angenommene und in der Karte dargestellte direkte Verbindung zwischen der Hausstock-Antiklinale (Hausstockscholle) und dem "Elmer Flysch" der Rütersegg sicher nicht besteht.

Der jüngere Flysch der Rütersegg liegt nun seinerseits deutlich über den schon besprochenen, fensterartig aus dem Boden des Wichlenkars zum Vorschein kommenden Aufschlüssen von Globigerinenschiefer im südlichsten Bachzweig von Wichlen-Oberstafel. Ueber diesen Aufschlüssen hindurch ziehen die Dachschiefer mit einzelnen Bänken von basalem Altdorfersandstein aus der Rütersegg ohne Unterbruch in ziemlich flacher Lagerung gegen W unter Färtschen durch in die Spitzegg. Sie finden danach ihre weitere Fortsetzung offenbar in der bekannten Schieferzone mit Altdorfersandsteinbänken von "Läger" - P. 1895 am Richetlipassweg, d.h. in der Trennung zwischen Leiterbergscholle (oben) und Vorstegstockscholle (unten). N von Wichlen-Oberstafel wird also dieser Altdorfersandsteinzug durch das neu sich einschaltende Element der Taveyannazplatte des Erbserstocks von der Globigerinenschiefer-Unterlage abgetrennt.

12. Östliche Verlängerung des NHF der Hausstockgruppe

Es ist nun noch zu betrachten, was diese tektonischen Zusammenhänge am E-Ende der Hausstockgruppe in einem grösseren Rahmen bedeuten. Wie Oberholzer bemerkte und Wegmann bestätigte, zieht die Taveyannazplatte des Panixerpasses noch unter dem Chalchhorn durch gegen E, endet aber in der W-Wand des Vorab ebenfalls gegen N stumpf zwischen liegenden Globigerinenschiefeln des Normalschenkels der Jetzalpfalte und dem hier nun sich einschaltenden Sardonaflysch. Dies bedeutet offenbar nicht nur eine Endigung der Panixer-Taveyannazplatte gegen N im Querprofil, wie sie analog auch unter den "Hörnern" W der Panixeroute gefunden wird, sondern doch offenbar auch ein tektonisches Auskeilen im Streichen gegen E. Denn weder in den tiefen Einschnitten von Martinsmad, noch von Segnes sut und sura, wo ein Wiedererscheinen an sich möglich wäre, noch auch weiter entlang der S-Flanke der Ringelspitzgruppe, kommt in der Umhüllung der parahelvetischen Schuppen irgendwo noch Taveyannazsandstein vor. Die nächsten östlichen Vorkommen von nordhelvetischem Sandsteinflysch setzten erst im Tersol unter der Stirn der Drachenbergfalte (Untere Calandadecke) wieder ein und am Monte Luna. Erst im untersten Taminatal ist die Entwicklung von Taveyannazgesteinen wieder ziemlich beträchtlich.

In dem nach den Untersuchungen von R. Wegmann sehr intensiv in sich und auch mit den hangenden "eingewickelten" Flyscharten verschuppten "Flysch von Elm" kommen entlang dem S-Hang des oberen Sernftales auch E des Panixer-Querschnittes Gesteine von der Art des "Basalen Altdorfersandsteins" neben normalen Altdorfersandstein noch vor, wurden aber von Wegmann nicht speziell unterschieden; auf jeden Fall scheint in diesem Komplex auch weiter E nach diesen neuen Untersuchungen nirgends mehr eigentlicher Taveyannazsandstein aufzutreten.

Nun steht die Flyschzone am Fuss der S-Hänge des oberen Sernftales bei Elm mit dem Altdorfersandstein-Dachschiefer-Flysch an der N-Seite des Tales, der die Unterlage des Blattengrates selbst und des Blattengratflysches der Alpen Empächli und Bischof bildet, in einem nur gerade durch den Taleinschnitt unterbrochenen Zusammenhang. Auf diesem Wege gelangt man aus dem jüngeren Flysch der Rütersegg, welcher der Erbserstock-Taveyannazplatte (Vorstegstockscholle) aufliegt, schliesslich in den jüngeren Flysch, welcher den ganzen N-Abschnitt des NHF des Glarnerlandes zur Hauptsache aufbaut. Aber auch gegen NW, auf dem anderen Wege von der Rütersegg über den Schieferzug mit basalem Altdorfersandstein von "Läger" - P. 1895 - Wichlenmatt - Richetlipass - Schäferhüttchen P. 1700, hängt der Flysch von Elm über die Vorstegstock-Erbserstock-Scholle hinweg mit dem jüngeren Flysch auf der W-Seite der Kärpfgruppe zusammen.

Man muss sich nun fragen, wie es möglich ist, dass im oberen Sernftal östlich von Steinibach weder auf der S-Seite, noch auf der N-Seite des Tales, noch auch bei Elm in der Tschingelschlucht und dem Ramintal, wo der ganze NHF schliesslich unter dem Blattengratflysch ostwärts untertaucht, irgendetwas von Taveyannazsandstein zu bemerken ist, während er bis ans E-Ende der Hausstockgruppe in solchen Massen anwesend ist.

Hier ist zuerst der Fall der Vorstegstock-Erbserstock-Scholle zu diskutieren, deren Taveyannazsandstein den jüngeren

Flysch von Elm im Prinzip unterlagert. Dieses Element müsste E-wärts vom Erbserstock rapid axial abtauchen und gegen Steinibach hin unter dem Schutt des Talbodens verschwinden. An sich ist dies nicht unmöglich, nur kann man diesen Vorgang im Bereich der grossen Sackungsmassen der Alp Erbs nicht im einzelnen verfolgen und nachweisen. Wahrscheinlich sind verschiedene Effekte am raschen Verschwinden dieses Elementes gegen E beteiligt:

1. rapides axiales Abtauchen gegen E
2. Zurückziehen der Erbserstockfalte mit rein östlicher Axenrichtung
3. stratigraphisches und ev. tektonisches Auskeilen der Taveyannaz-Unterlage des jüngeren Flysches in der Streichrichtung, z.B. dadurch bewirkt, dass sich die Abschiebungsfläche des NHF von der Grenze Globigerinen-Taveyannazgruppe an die Obergrenze der letzteren verlegt.

Hinsichtlich des tektonischen Argumentes ist allerdings zu berücksichtigen, dass im Muldensack zwischen den subhelvetischen Schuppen und der Verrukanoüberschiebung E des Panixerprofils nirgends grösserer Raum übrig bleibt, in welchem Taveyannazsandstein in Massen zurückgeblieben sein könnte.

Was nun die im Prinzip auf dem jüngeren Altdorfer-Dachschiefer-Komplex tektonisch schwimmenden Taveyannazmassen der Hausstockscholle und der Leiterbergsholle betrifft, so streicht die erstere, wie oben geschildert, über dem Elmer Flysch der Rütersegg in den Talhohlraum des oberen Sernftales hinaus, und dasselbe ist auch der Fall für die Taveyannazschürflinge unter der Verrukano-Ueberschiebung im S- und E-Grat des Käpfs. Dadurch entgehen diese Elemente zunächst in ihrer östlichen Verlängerung der Beobachtung, aber auch hier muss man konstatieren, dass weiter talabwärts bei Elm zwischen dem jüngeren Elmer Flysch und der durchgehend aufgeschlossenen Auflagerungsfläche des "eingewickelten Flysches" (Blattengrat- und Sardona-flysch) nirgends mehr eine östliche Fortsetzung für diese Taveyannazschollen gefunden wird. Für diese ist nun auch die für die Erbserstock-Scholle noch gegebene Möglichkeit eines axialen Untertauchens nicht vorhanden, sodass nur die Erklärung übrig bleibt, dass diese Elemente E des Panixerpass-Meridians sehr rasch in der Streichrichtung direkt auskeilen.

b) Die Detailtektonik des Altdorfersandstein-Dachschiefer-Abschnittes (N-Abschnitt des Untersuchungsgebietes)

1. Allgemeines

Nach der tektonischen Analyse des südlichen Gebietsteiles, des Abschnittes der Taveyannazschollen, folgt nun die Besprechung des nördlichen Gebietsabschnittes, der zur Hauptsache von der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe aufgebaut wird. Taveyannazsandstein spielt im Aufbau dieses nördlichen Abschnittes des NHF nur noch eine untergeordnete Rolle. Einesteils verschwindet der Taveyannazsandstein der Vorstegstockscholle, welche die Hauptmasse der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe unterlagert, gegen N unter den Talböden endgültig der Beobachtung. Andererseits findet man Taveyannazsandstein, der wahrscheinlich mit der Leiterbergsholle in Verbindung zu bringen ist, in Form mehr oder weniger ausgedehnter Schürflinge unter der Verrukanodecke noch ein Stück weit im Dach der Hauptmasse der Altdorfersandstein-Dachschiefermasse nach vorn geschleppt; doch setzt auch diese höhere "Fahne" von Taveyannazsandstein-Lamellen nach N bald aus, sodass dann entlang dem rechten Linththalhang abwärts von Linthal tatsächlich die ganze, unter der Verrukanodecke noch sichtbare Höhe des NHF nur noch aus Gesteinen der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe besteht.

Bei der Analyse des tektonischen Detailbaues der letzteren steht man nun vor folgendem Dilemma. Einesteils ist es gewiss, dass die gegen 1000 m Gesamtmächtigkeit erreichende Masse dieses jüngeren Flysches keineswegs etwa nun eine im Prinzip aufrechte nur durch von kleinerem Radius gestörte Schichtreihe darstellt, sondern eine komplizierte Innentektonik besitzt. Andererseits gelingt es nicht, für diesen, abgesehen von den raren Fischfunden, fossil-leeren Komplex auf rein lithologischer Basis eine genügend feine stratigraphische Gliederung aufzustellen, die ausreichen würde, diese komplizierte Innentektonik völlig zu analysieren und aufzuhellen. Dachschiefer sind überall, von den Taveyannazsandsteinen bis in die Mattersandsteine, stratigraphisch eingeschaltet, in den Dimensionen von feinsten Bankzwischenlagen bis zu eigentlichen Dachschieferbändern von vielen Zehnern von Metern Mächtigkeit. Da sich aber gerade in solchen grösseren Bändern von inkompetentem Gestein die grösseren tektonischen Verschiebungen der Gleittektonik der Flyschmasse abspielen, so sind auch diese mächtigeren Dachschieferbänder als stratigraphische oder tektonische Leithorizonte schwer über grössere Distanzen zu verfolgen oder zu korrelieren. Auch die Art und Weise, wie die Sandsteine mit feineren Dachschieferzwischenlagen durchsetzt sind, bietet keine Möglichkeit zur Aufstellung von verfolgbaren Schichtgruppen, da diese Verhältnisse schon primärstratigraphisch starkem seitlichem Wechsel unterworfen sind. Einzig der lithologische Charakter der Sandsteine, ihre Komponentenzusammensetzung

und die petrographische Charakteristik dieser Komponenten, bietet eine Möglichkeit einer stratigraphischen Gliederung. Vuagnat hat den Versuch gemacht, auf dieser Basis zu einer Gliederung des NHF im Glarnerland zu gelangen, und es ist kaum möglich, über die von ihm auf dieser Grundlage erkannte grobe Gliederung wesentlich hinauszugehen. Vuagnat hat im Dach der eigentlichen Taveyannazsandsteine mit reichlichem Anteil an Vulkaniten die Sandsteine mit abnehmendem Gehalt an solchem Material zunächst noch seinem Typus IV des Taveyannazsandsteins zugeteilt und die höheren Altdorfersandsteine mit seinen Grès du Val d'Illiez gleichgesetzt. Dem Auftreten der Gesteine vom Typus IV hat er stratigraphische Bedeutung zugeschrieben und eine beträchtliche Mächtigkeit, so zum Beispiel den ganzen Chilchenstock und bedeutende Teile des Profiles im Durnachtal noch in die Taveyannazgruppe einbezogen. Der Verfasser ist aber der Ansicht, dass hiermit eine Ueberdehnung des Begriffs der Taveyannazsandsteine stattfindet, welche nicht zuletzt auch eine tektonische Analyse des Gebirgsbaues erschwert. Ich bin aber ebenfalls der Meinung, dass zwischen den eigentlichen Taveyannazsandsteinen und dem normalen Altdorfersandstein auf Grund der lithologischen Eigenschaften sich ein Zwischentypus unterscheiden lässt, der auch stratigraphisch für eine Schichtabteilung charakteristisch ist, die sich zwischen die eigentlichen Taveyannazsandsteine (dominierend vom Typus II) und die normalen Altdorfersandsteine (mit sehr reduziertem Gehalt an Vulkaniten) einschaltet. Ich nenne diese Zwischenabteilung, deren Sandsteine sich auch im Feld und im makroskopischen Aspekt von Handstücken deutlich von den anderen beiden Sandsteintypen unterscheidet, "basalen Altdorfersandstein". Es handelt sich bei dieser Unterscheidung, deren Einzelheiten unten noch zu besprechen sind, gegenüber der Auffassung von Vuagnat mehr um eine nomenklatorische Frage. Hier geht es allein darum, dass als Grundlage der tektonischen Analyse innerhalb des jüngeren Flysches über dem eigentlichen Taveyannazsandstein mit Vuagnat im Prinzip noch drei stratigraphische Abteilungen der Sandsteine festgestellt werden können, die ich folgendermassen nenne:

Matter-Sandstein
Altdorfersandstein
Basaler Altdorfersandstein

In einem gewissen Bereiche kann innerhalb der Altdorfersandsteinabteilung noch ein, aus einem besonders grobkörnigen Sandsteintypus bestehender jüngerer Abschnitt von einem tieferen Abschnitt mit normalem, feinkörnigem Altdorfersandstein unterschieden werden.

Neben dem eigentlichen Taveyannazsandstein können in der geologischen Karte und in Profilen diese vier Sandsteinarten voneinander getrennt werden. Selbstverständlich sind sie alle vier $\pm$ von Dachschiefer durchschossen, die sich aber durch den ganzen Komplex hindurch derart lithologisch gleichen, dass jüngere und ältere Dachschiefer unmöglich unterschieden werden können. Neben den vier Sandsteinarten können in Karte und Profilen nur die mächtigeren Dachschiefereinschaltungen in einer allgemeinen Dachschiefersignatur ausgeschieden werden.

Der Mattersandstein ist bekanntlich bei Matt im Sernftal auf den N-Teil des sichtbaren Verbreitungsgebietes des NHF beschränkt und stellt jedenfalls die jüngste Schichtabteilung desselben dar, wenn auch die genauen Beziehungen zwischen Mattersandstein und Altdorfersandstein im Sernftal noch der Untersuchung harren. Der Mattersandstein in seiner typischen konglomeratischen Ausbildung steht nicht nur NE von Matt an, sondern umfasst auch Teile der Aufschlüsse im steilen Wald W des Dorfes Matt. Wie aber diese Sandsteine stratigraphisch wie tektonisch mit den berühmten Dachschiefen bei Engi zusammenhängen, ist nicht bekannt. Auf der Seite des Linthtales wird der Mattersandstein nur im nördlichsten Teil der Flyschzone oberhalb Hätzingen unter der Verrukanodecke auf beschränktem Areal gerade noch sichtbar. Dies bedeutet, dass in der hier zu besprechenden Zone, abgesehen von den eingangs erwähnten nördlichsten Vorkommen von Taveyannazsandstein, nur noch drei stratigraphische Abteilungen anhand der Ausbildung der Sandsteine voneinander unterschieden werden können: die basalen, die normalen und die grobkörnigen jüngeren Altdorfersandsteine. Wenn nun innerhalb eines Komplexes von gegen 1000 m Dicke nur drei stratigraphische Abteilungen unterscheidbar sind, so heisst dies, dass eine komplizierte Innentektonik dieses Komplexes offenbar nur in grossen Zügen entwirrt werden kann. Es ist ja nicht zu übersehen, dass die Tektonik des NHF auch in der südlicheren Zone der Taveyannazschollen, selbst dort, wo die Aufschlüsse im höheren Gebirge ausgezeichnet und ziemlich kontinuierlich sind, nicht leicht analysiert werden kann. Umso schwieriger ist das im Bereiche der nördlicheren Zone der Altdorfersandsteine, wo man sich schon im Gürtel der Alpweiden und der mit Hochwald oder Erlengebüsch verkleideten steileren Trogwände der Haupttäler befindet. Wenn auch hier grössere Sandsteinkomplexe noch als Felswände hervortreten, so ist es doch sehr schwer, den gesamten tektonischen Zusammenhang zu übersehen.

Kartiert man die zusammenhängenden grösseren Sandsteinkörper und die sie trennenden mächtigeren Dachschieferzonen so sorgfältig als möglich, wie dies eine topographische Unterlage von 1:10'000 gestattet, ergeben sich die Sandsteinkörper bei einem Entwurf von Profilen als unförmige, grosse Linsen oder auseinandergerissene Platten wechselnder Mächtigkeit.

Aus der auf längeren Strecken unzweifelhaft vorhandenen Auflagerung von Sandsteinmassen mit dem Charakter von basalen Altdorfersandsteinen über normalerweise stratigraphisch höheren gewöhnlichen Altdorfersandsteinen lässt sich entnehmen, dass in dieser mächtigen Masse des jüngeren NHF als tektonische Gliederung ersten Ranges eine Schuppung grösseren Stiles vorhanden sein muss, analog der im südlichen Abschnitt erkennbaren Schollenstruktur der Taveyannazserien. Wo aber in den zwischenliegenden Schieferzonen die Haupttrennungsflächen liegen, kann kaum ermittelt werden. Ausserdem sieht man die ganze Masse des jüngeren NHF in gegen NW absteigende Falten bis Fältchen gelegt. Infolge der diskontinuierlichen Aufschlüsse in der Weide- und Waldzone ist aber die Bedeutung von grösseren Faltenscharnieren nicht mehr zu ermitteln. Nur in den Aufschlüssen einiger Wildbäche kann man von der Lagerung in Falten von mittlerem Radius noch einen Eindruck gewinnen. An solchen Aufschlüssen sieht man, dass lokal auch umgekehrte Schichtlagerung vorkommen kann.

Wildbachtobel, wie sie sich an der E-Flanke des Linthtales vom Ausgang des Durnachtales bis zum Haslenbach aufeinanderfolgen, würden es vielfach gestatten, kontinuierliche Detailprofile über einige hundert Meter Höhe aufzunehmen, doch könnten dieselben doch nicht als stratigraphische Detailprofile dienlich sein, weil man die grösseren tektonischen Verstellungen, durch welche diese Profile gestört und unterbrochen sein können, nicht übersehen kann. Geologische Profile, wie sie in Taf. I auf Grund von Entwürfen im Masstab 1:10'000 verkleinert wiedergegeben wurden, sind in bezug auf einen tektonischen Bau, wie er hier vorliegt, immer noch Uebersichtsprofile. Man kommt in denselben um eine gewisse Schematisierung in der Darstellung nicht herum, da sowohl die Aufschlüsse wie die Unsicherheiten der Stratigraphie es nicht gestatten, weitere Details mit Sicherheit darzustellen.

Es lassen sich keine grösseren Umbiegungen über beträchtlichere Distanzen, zum Beispiel von Taleinschnitt zu Taleinschnitt verfolgen. Man ist deshalb für das allgemeine Streichen auf lokale Axenmessungen angewiesen. Es ist deutlich, dass die Streichrichtung vor allem gegenüber der W-E-streichenden Front der Windigegg-Umbiegung, aber auch gegenüber ihrer gegen NE abgelenkten Verlängerung im Erbserstock und gegenüber dem ENE-Streichen der Flyschelemente in der Hausstockgruppe, in den jüngeren Flyschteilen noch stärker gegen NE abgelenkt ist. Im Durnachtal und Diesbachtal ist als Axenstreichen in den letzteren etwa N 70° E anzunehmen. Entsprechend wurden die Profilkulissen 3 und 6 N vom Richetlipass in die Richtung N 20° - 30° W geknickt.

2. Der Chilchenstock

In der folgenden Schilderung der Lokaltekonik gehen wir wieder von den westlichsten Profilen aus. Allerdings bietet nun der Chilchenstock über Linthal, der die nördliche Fortsetzung des schönen Kistenpass-Querschnittes darstellt, nur einen schlechten Einblick in den Bau derjenigen Zone, wo das Gebäude der Taveyannazschollen des südlichen Abschnittes an die nördliche Zone des Altdorfersandsteins anschliesst. Wir haben oben schon bemerkt, dass der basale Taveyannazsandstein der Vorstegstockscholle, welcher die Unterlage des Chilchenstocks darstellt, bereits an der Auenrus unter dem riesigen Schuttkegel der Auengüter verschwindet. Auch weiter nördlich bleibt der Fuss des Chilchenstocks durch sehr weit hinaufreichende Schuttkegel und oberhalb in den Steiflanken durch zusammenhängende Wälder verhüllt, sodass die Aufschlüsse im unteren Gebirgsteil bis zum Ausgang des Durnachtales prekär bleiben. Ebenso sind in der Gipfelhöhe die Zusammenhänge nicht besser zu verfolgen. Es wurde schon darauf aufmerksam gemacht, dass die allgemeine Schuttverhüllung im Gebiet der Guetbächialp nicht genauer erkennen lässt, auf welche Weise sich die vorgelagerten Flyschmassen des Chilchenstocks und des Guetbächikamms am Passübergang, P. 2006, gegenüber der Windigegg-Gewölbebiegung des Taveyannazsandsteins verhalten. Im ersten Abschnitt N der Passlücke bis P. 2052,3 des Guetbächikamms sind die Aufschlüsse auf dem von der grossen Versackung gegen das Durnachtal beeinflussten Grat sehr gestört. Die Aufschlüsse von Blattengratschiefern an der Oberfläche der Sackungsmasse, welche durch das Nackentälchen N von Mättli vom Grat abgetrennt ist, entsprechen der Einmündung solcher "eingewickelter Flyschmassen" in den NHF, wie sie am gegenüberliegenden Hang des Durnachtales die Gegend der Heustafel-Matt einnehmen. Der isolierte Aufschluss von Taveyannazsandstein W vom Guetbächikamm entspricht einem Schürfling analog der Taveyannazmasse unter dem Chalchstöckli (Leiterbergsscholle). Die Felsaufschlüsse auf der W-Seite des Grates von P. 2052,3 bis zum Chilchenstock zeigen, wie dies auch Oberholzer angibt, im ganzen eine flache, bald nordwestlich etwas absteigende, bald wieder aufsteigende Lagerung. Der ganze Grat ist durch quer dazu verlaufende Brüche, welche sich in Gratlücken und den davon ausgehenden Tobeln der W-Flanke deutlich bemerkbar machen, stark zerhackt und in der vordersten Gratpartie des Chilchenstocks auch versackt, was ja seinerzeit zur Drohung eines Absturzes grösserer Gesteinsmassen gegen Linthal geführt hat. Seither hat sich die Sackung beruhigt, indem nach einem inneren Zerfall die zerspaltene Gipfelmasse des Chilchenstocks nur in einzelnen Steinstürzen abbröckelt. Der ganze E-Hang des Grates Guetbächikamm bis Chilchenstock besteht aus einer älteren, grösstenteils zur Ruhe gekommen, grossen Sackungsmasse, aus deren Fuss der

Durnagelbach bei seinen berüchtigten Ausbrüchen stets neues Schuttmaterial gewinnen konnte, bis man seiner Erosion durch starke Verbauung zu begegnen suchte. Auf dieser Seite des Grates ist über den Gesamtbau des Grates noch weniger zu erfahren als auf der W-Seite.

Auf der W-Seite wird auf jeden Fall wenigstens deutlich, dass über einer tieferen stratigraphischen Serie von basalem Altdorfersandstein und normalem Altdorfersandstein, welche normalstratigraphisch auf den Taveyannazsandstein des Bodenbachprofils (Vorstegstockscholle) folgen, in den höchsten Gratteilen, von P. 2052,3 bis zum Chilchenstockgipfel, neuerdings basale Altdorfersandsteine folgen, die offenbar als Schuppe überschoben sind. Dieselbe Erscheinung zeigt sich auch im günstigeren Profil der E-Flanke des Durnachtales und wird dort noch zu besprechen sein.

Bedeutend besser sind die Aufschlüsse auf der gegenüberliegenden W-Seite des Linthtales in den viel steileren und tieferen, gegen den Talboden herunter aufgeschlossenen Steilwänden der Unterlage des Chamerstocks, welche zur Zeit von meinem Gebietsnachbarn F. Frey untersucht werden. Wie eingangs erwähnt, hat R. Trümphy anlässlich der Untersuchung für das Fätschbachkraftwerk der NOK eine geologische Aufnahme dieser Wand ausgeführt. Aus seinen Aufnahmen ergibt sich, dass hier der NHF nordwärts vom Tierfehdgewölbe in gemeinschaftlichen Kaskadenfalten von Taveyannazsandstein und auflagerndem jüngerem Altdorfersandstein nach N absteigt. Der Taveyannazsandstein verschwindet erst bei der Einmündung des Fätschbaches in die Linth endgültig unter dem Talboden. Die nördlich anschliessenden Felswände im Bereich der Strassentunnels am ersten Anstieg der Klausenpass-Strasse bestehen aus Altdorfersandstein. Im Chilchenstock muss ein ähnlicher Abstieg des NHF zur Taltiefe vorhanden sein, doch vermag man wegen der ungünstigen Aufschlussverhältnisse keine analogen Falten erkennen.

3. Die E-Flanke des Durnachtales N vom Richetlipass:

Während die W-Flanke dieses Tales wegen allgemeiner Versackung völlig uninteressant ist, bildet die E-Flanke den besten und zusammenhängendsten Aufschluss der uns hier beschäftigenden Zone. Zudem liegt diese Talwand ziemlich senkrecht zum SW-NE-lichen Faltenstreichen und zeigt somit ein wahres, zwischen Talboden und der Untergrenze der Sasbergmasse und Verrukanodecke auf gegen 1000 m Höhe abgedecktes Querprofil.

Vom Punkte an, wo nördlich der Schäferhüttchen-Antiklinale von P. 1700 der Taveyannazsandstein der Vorstegstockscholle in vertikaler Stellung unter den Talboden abtaucht, bestehen die unteren Trogwände der rechten Talflanke aus jüngeren Anteilen des NHF. Auch der basale Altdorfersandstein taucht zunächst unter den Talboden und wird in den Felswänden E über Unter-Stafel, P 1386, und Stafeli, P 1357, von bedeutenden Massen von normalem Altdorfersandstein bedeckt. Weiter talauswärts kommt vom Längstafel an basaler Altdorfersandstein wieder zum Vorschein, bildet zuerst in fast horizontaler Lagerung die tiefsten Felsköpfe über dem Talgrund, steigt dann aber langsam gegen die Auflagerungsfläche des Sasberges an. Damit kann talauswärts seine Unterlage zum Vorschein kommen, welche aber nicht aus Taveyannazsandstein besteht, sondern wieder aus typischem normalem Altdorfersandstein. Es muss also hier innerhalb der jüngeren Flyschteile eine bedeutende Schuppung mit Aufeinanderlagerung zweier Serien vorhanden sein, was ja auch in der W-Flanke des Grates Guetbächlikamm-Chilchenstock zu erkennen ist.

In der Talstufe und Schlucht am Ausgang des Durnachtales gelangt man nun in der unteren der beiden Serien rasch in tiefere stratigraphische Horizonte. Unterhalb Restiberg, wo der Schluchteinschnitt am engsten und der Bach mit Wasserfallstufen im Anstehenden eingeschnitten ist, wird fensterartig nochmals basaler Altdorfersandstein und darunter die Oberfläche des Taveyannazsandsteins angeschnitten, der hier offenbar ein kleines Gewölbe beschreibt. Der kleine Wegtunnel durchschlägt dieses kleine Gewölbe, dessen Axe N 60° E streicht. Es liegt in der streichenden Verlängerung der letzten Aufschlüsse von Taveyannazsandstein beim Fätschli am Ausgang der Fätschbachschlucht.

4. Die Flyschunterlage von Chalchstöckli, Hanenstock und Bützistock:

Der Kessel von Richetli wird vor der Stirn des Windigegg-Gewölbes von einer bedeutenden Masse von Dachschiefeln erfüllt. Darauf lagert, analog wie S der Richetlipasshöhe, der Taveyannazsandstein der Leiterbergscholle. Auch die Taveyannazsandsteine N des Passes müssen der Leiterbergscholle zugehören. Unter dem Chalchstöckli erreicht die in Falten zusammengelegte Taveyannazmasse eine bedeutende Mächtigkeit und ist nur noch durch einen dünnen Kragen von Blattengratflysch mit Nummulitenkalklinsen vom Lochseitenkalk der hangenden Ueberschiebung getrennt. An der N-Seite des Kars der Wichlenmatt sieht man diese Taveyannazsandsteine, soweit die Schutthalde sie am Wandfuss noch sichtbar lassen, unter dem Hanenstock hinüberziehen in den vom Kärpf nach S zum Erbsen-

stock auslaufenden Flyschgrat, in welchem zwischen dem Blattengratflysch und der Taveyannazstirn der Erbserstockfalte ebenfalls noch eine bedeutende, frei über dem Dachschiefer schwimmende Taveyannazplatte nebst mehreren kleineren Linsen sichtbar ist. Bei all diesen vor und über der geschlossenen Antiklinalstirn der Windigegg-Erbserstock-Falte gelegenen Taveyannazvorkommen kann es sich um eine direkte Fortsetzung der obersten Taveyannazlamelle der Leiterbergscholle handeln.

Gehen wir nun ins Tälchen der Heustafel-Matt, so beobachten wir, dass den bedeutenden Taveyannazfelswänden unter dem Chalchstöckli auf der N-Seite des Tälchens weiche Weidhänge gegenüberliegen, welche bis auf die Isohypse 2000 m herunter von Blattengratschiefern unterlagert werden. Es handelt sich um eine bedeutende muldenartige Einfaltung von Blattengratflysch in die Unterlage von NHF, das Produkt einer gemeinsamen späten Deformation der beiden Flyscharten. Die Anzeichen einer solchen werden ja auch sonst an vielen Stellen entlang der Auflagerungsfläche des Blattengratflysches auf den NHF gefunden, in Form von Falten mit kleinen bis sehr beträchtlichen Radien, in denen beide Flyscharten miteinander verfaltet sind. Es handelt sich um eine fast nach N überliegende Falte. Das unter dem Chalchstöckli über der antiklinalen Zusammenstauung des Taveyannazsandsteins nur 50 m mächtige Band der Blattengratschiefer schwillt in der vorliegenden "Synklinale" auf 400 m an. Auch mein Gebietsnachbar W. Bisig als Kenner des Blattengratflysches war nicht mehr imstande, an diesem W-Rande seines Untersuchungsgebietes die kretazischen und die tertiären Anteile der Blattengratschiefer im Felde deutlich auseinander zu halten und war geneigt, anzunehmen, dass die Schiefer im Blattengratflyschband von der Kärpfunterlage gegen W bis zum Richetlipass überwiegend nur aus den tertiären Schiefen, aus sog. "Fleckenmergeln", bestehe.

Die Taveyannazsandsteine der Leiterstockscholle finden aber mit ihrer gewölbeartigen Zusammenstauung unter dem Chalchstöckli gegen NW noch nicht ihr Ende, sondern setzen sich als eine "Fahne" von grösseren Schürflingen auch nördlich des Tälchens der Heustafelmatt durch die Hänge des Heustafels gegen N fort. Allerdings erscheinen sie hier in der Unterlage der "Mulde" der Blattengratschiefer durch die grosse Mächtigkeit der letzteren auf ein tieferes Niveau zwischen den Isohypsen 1700 und 2000 m verdrängt und der Zusammenhang dieser nördlichen Linsen mit der Masse unter dem Chalchstöckli erscheint durch sich eindringende Altdorfersandsteine stellenweise unterbrochen. Doch handelt es sich bei diesen nördlichsten Taveyannazlinsen sicher immer noch um eine von der Leiterstockscholle ausgehende und den jüngeren Teilen des NHF im Talgrund des Durnachtales schuppenartig aufgeschobene Masse. Die nordwestlichsten Ausläufer derselben reichen bis etwas N des Bützistocks, wo sie zwischen den auflagernden Blattengratschiefern und den unterlagernden Altdorfersandsteinen schliesslich aussetzen.

B. Stratigraphische Detailprofile im NHF

Vorbemerkung : Da eine stratigraphische Einteilung des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes sich nach dem Vorgehen der Vuagnat'schen Arbeiten vor allem darauf abstützen muss, die allmähliche Veränderung und Abnahme des Effusivgesteinsmaterials vom basalen eigentlichen Taveyannazsandstein an durch die Kolonne aufsteigend zu verfolgen, so werden die Niveaux in den nachstehenden Detailprofilen nicht in der üblichen Kolonnenform von stratigraphisch oben nach unten angeordnet, sondern überall ausgehend von der Unterlage von Globigerinenschiefer in aufsteigender Reihenfolge geschildert.

Das aus vulkanischen oder Effusivgesteinen stammende Komponentenmaterial, seien es grössere, erkennbare Gesteinskomponenten oder nur sicher aus solchem Material stammende Einzelmineralkörner, wird in den Profilen kurz als Taveyannazmaterial, abgekürzt Tav.material, bezeichnet. Für die petrographische Charakterisierung bestimmbarer Einzelgesteinskomponenten aus solchem Material stütze ich mich auf die Nomenklatur, welche durch VUAGNAT für diese Gesteine und ihre Strukturen verwendet worden ist. Der mittlere Durchmesser der banalen Quarzsandkomponenten wird in der Form : "Qz = 1 mm" angegeben.

Für die kurze Charakterisierung der Gesteine mit solchem Tav.material werden die von Vuagnat eingeführten Typenbezeichnungen "Tav. I, II, III, IV" verwendet, genau in der Weise, wie sie von diesem Autor, 1952, p. 17 - 19, aufgestellt und begründet worden sind. Es ist zu bemerken, dass ich diese Bezeichnungen zunächst in den Detailprofilen nur als rein petrographische Gesteinsbezeichnungen aufgefasst wissen möchte. Inwiefern der Aufeinanderfolge dieser Typen allgemeine stratigraphische Bedeutung zukommt, im Sinne der Schlüsse von Vuagnat, wird anschliessend an die Detailprofile im Zusammenhang zu diskutieren sein.

a) Profile der Vorstegstock-Scholle

Auf beiden Seiten der Schlucht, in welcher der Durnagel aus dem Kar von Hintersulz nach Norden durchbricht, ist auf der W-Seite zwischen Hintersulz und Sonnenstock, auf der E-Seite unter Mättlen die nach Norden schauende Umbiegung der Vorstegstock-Scholle prachtvoll aufgeschlossen.* In dem vertikal zur Tiefe schiessenden Schichtpaket derselben lässt sich auf der W-Seite, wenn man von P. 1724 in Hintersulz dem Fuss der Felsen nach geht bis oberhalb der Bezeichnung "Vorsteg" der neuen Landeskarte, ein Detailprofil der wie Bücher einer Bibliothek aufeinanderfolgenden Schichten sehr günstig aufnehmen, beginnend von den Globigerinenschiefern durch den Taveyannazsandstein bis hinauf an die Basis des Altdorfersandsteins. Das Profil kann nicht weiter gegen N fortgesetzt werden, weil die Aufschlüsse dann schlechter werden und die Störung durch die grosse Versackung am linken Hang des Durnachtals einsetzt. Jedoch lässt sich auf der Gegenseite des Tales, vor der Front derselben Stirn-
biegung, das Profil in der Mättlenrus gegen das Schäferhüttchen am Aufstieg zum Richetlipass noch um ein regelmässiges Profilstück bis in etwas höhere Horizonte des basalen Altdorfersandsteins fortsetzen.

Das Profil an der W-Seite ist unzweifelhaft das beste und ungestörteste, das vom untersten Teil des Sandstein-Dachschieferkomplex im Untersuchungsgebiet erhalten werden kann. Bei der vertikalen Stellung der Schichten innerhalb einer regelmässigen Umbiegung von grossem Radius sind hier sichtbar keine Horizonte durch Scherung oder Ausquetschung unterdrückt, wie dies sonst bei flacherer Lagerung in dieser, aus kompetenten und schiefrigen Bänken zusammengesetzten Schichtreihe meistens irgenwo der Fall ist. Dieses Profil wurde denn auch als Standardprofil besonders detailliert, mit Handstücken aus jeder grösseren Bank für Dünnschliffuntersuchung aufgenommen.

1. Profil 13 : Taf. Hintersulz - Sonnenstock

(Koord. 722,200/194,200 bis 722,000/194,700) zwischen 1700 m und 1500 m):

Den südlichen Ausgangspunkt bezeichnen die überkippt stehenden, steil S fallenden Globigerinenschiefer im N-Schenkel des Globigerinenschiefergewölbes von Hintersulz, das den Kern der grossen liegenden Antiklinale des Sandstein-Dachschieferkomplexes bildet. Die normale, ursprüngliche Mächtigkeit der Globigerinenschiefer lässt sich wegen der antiklinalen Zusammenhäufung nicht angeben, im steilstehenden N-Schenkel sind aber mindestens vorhanden :

- | | | |
|--|-------|---|
| (1) | 50 m | bläuliche, fettige, von starker Clivage durchsetzte Globigerinenmergel. ("Stadschiefer")
Die vielen schwarzen Pünktchen lassen beim Anschleifen Globigerinen erkennen, deren Hohlräume meistens von Pyrit ausgefüllt sind. |
| (2) | 0,5 m | mergelige, kieselige, siltige-feinkörnige Sandkalkbänke, unterteilt in zentimeterdicke Bänklein, wechsellagernd mit stark sandigem Dachschiefer. Die Sandkalke haben in nassem Zustand tiefschwarze Farbe; trocken sind sie durch ihren staubigen, mehligten Bruch charakterisiert. Sie führen schon Tav. material. |
| Dünnschliff : Hauptanteil des Tav. materials bilden gut gerundete und mehr oder weniger stark zersetzte Feldspäte. Vereinzelt treten Albitchloritpilite auf, die hyalopilitische, trachytische, fluidale und felsitische Strukturen erkennen lassen. Nicht selten treten braun-violette, teilweise sehr gut pseudomorph nach Augit umgrenzte Körner von Karbonat auf. Der nesterartig verteilte Tav. anteil dürfte nicht über 50 % gehen, und ist im Korn immer etwas grösser als das Nicht-Effusivmaterial. Letzteres besteht ausschliesslich aus Quarz- und Feldspatkörnern. Die Grundmasse ist kalkig, schlierenartig durchzogen mit Ton. | | |
| (3) | 0,5 m | ebenflächiger, leicht kalkiger Dachschiefer. |
| (4) | 3,5 m | Kalksandsteinbänke, wie (2), wechsellagernd mit Dachschiefern wie (3). Reichlich calzitisierte Globigerinen. |
| (5) | 0,5 m | sehr feinkörnige Dachschiefer mit einzelnen schlierigen Tonlagen, in denen, wie aber erst im Dünnschliff sichtbar wird, feinste sandige Lagen mit solchen von Ton abwechseln. Globigerinen führend. |

*) Die Ansichtszeichnung Taf. II, Fig. V in A. BALTZER, 1876 gibt bereits ein gutes Bild von diesem schönen Antiklinalcharnier.

- (6) 16 m Sandkalke, ähnlich wie (2) in Bänken von höchstens 10 cm Mächtigkeit. Zwischen diesen Bänken einige Zentimeter dicke Dachschieferzwischenlagen. Diese Sandkalke führen reichlich Globigerinen und Tav. material (gleich wie in (2)). Die Schieferzwischenlagen zeigen sehr schön primärstratigraphische Schlieren durch die lagenweise Anordnung von sandigen und mehr tonigen Lagen. Letztere enthalten reichlich Glimmer. In den etwas größeren Sandkalkvarietäten - Qz = 0,5 m/m - treten die nach Augit pseudomorphen Karbonatkörner auf, und nehmen im Dach mengenmässig rasch zu.
- (7) 0,7 m etwas gröbere Tav. bank (Qz = 1,7 m/m) mit sehr viel Effusivmaterial. Tav. II
- (8) 0,8 m Sandkalk wie (6)
- (9) 2 m Tav. IV. Dünngebankt und wechsellagernd mit typischem Dachschiefer. Die Bänke sind nicht mehr als 7 cm dick. Im Dach überwiegt der Dachschiefer. Qz = 1,7 m/m.
- (10) 8,5 m Bis 0,5 m mächtige Tav. IV-Bänke, wie in (9).
- (11) 14 m Tav. II - IV. Die untersten zwei Bänke sind 5 und 7 m dicke Einzelbänke. Qz = 2 m/m. Die folgenden Bänke variieren um 1 m. Die Dachschieferzwischenlagen werden höchstens 10 cm mächtig. Das Tav. material ist weniger gut gerundet und eher als Brocken zu bezeichnen. Strukturtypen sind alle vertreten. Nichtergussgesteinsmaterial unregelmässig verteilt, in einzelnen Bänken z. T. angereichert.
- (12) 3,5 m Tav. IV. Bankungsdicke nicht über 1 m, mit dünnen Dachschieferzwischenlagen.
- (13) 11,5 m Tav. II, reichlich Augit und Hornblende führend. Vergl. Bodenbachprofil, p. 58 (5).
- (14) 18 m Dünngebankte Tav. IV-Serie mit gleichmächtigen Dachschieferzwischenlagen. Im Hangenden 6 m sehr feinkörnige, gefleckte Tav. bänke mit gleichmächtigen Dachschieferzwischenlagen.
Die Bänke führen sehr wenig Quarz ($\phi = 1 \text{ m/m}$). Der Dünnschliff zeigt wiederum die lagenweise Anordnung von Tav. - und Nichttav. material. Innerhalb solcher Lagen zeigt sich deutliches "graded bedding". GLOBIGERINEN führend!
- (15) 15 m Typische, bis 1,5 m mächtige Bänke von Tav. II mit spärlichen Dachschieferzwischenlagen. Dunkle Gemengteile sehr häufig. Korngrösse: 2 mm. Sehr wenig Quarz. Die grössten Eruptivbrocken können bis 5 mm gross sein.
- (16) 5,5 m Tav. IV oder Altdorfersandstein wie (12).
- (17) 18,5 m analoge Aufeinanderfolge wie im Schichtglied (14), oben mit 2,5 m mächtigen gefleckten, feinkörnigen Tav. bänken.
- (18) 3 m wie (12), Quarz: $\phi = 1,2 \text{ mm}$
- (19) 3 m wie (14), jedoch ohne gefleckte, feinkörnige Serie im Dach.
- (20) 15 m wie (12), bis zu 2 m mächtige Einzelbänke. Zuoberst wiederum 3 m mächtige, feinkörnige, gefleckte Serie.
- (21) 1,5 m relativ kalkige Altdorfersandsteinbank mit sehr spärlichem Tav. material und anscheinend ohne dkl. GMT. Polykristalline Quarzaggregate nicht selten, vereinzelt Mikroclin.
- (22) 13 m wie (12), zuoberst 3 m feinkörnige, gefleckte Serie mit gleichviel Dachschieferzwischenlagen.

(23)	8 m	4,5 mächtige Tav. II - Einzelbank, grobkörnig ($\emptyset = 1,5 \text{ m/m}$), schnell übergehend in 3,5 m feinkörnige, gefleckte Serie. Aehnlich aufgebaut wie (15).
(24)	6 m	wie (12).
(25)	1,5 m	schwärzliche, ebenflächige, harte Dachschiefer.
(26)	25 m	Altdorfersandsteinserie in dünnen Bänken, mit ebensomächtigen Dachschieferlagen durchschossen. Die feinkörnigen, aber weniger gefleckten Varietäten nehmen sichtbar überhand (Qz. = 0,5 - 2 m/m)
(27)	15 m	Dachschiefer wie (25).
(28)	11 m	wie (26).
(29)	15 m	Dachschiefer wie (25).
(30)	15 m	wie (26).
(31)	12 m	Dachschiefer wie (25).
(32)	11 m	wie (26).
		Schutt
	269 m	Totale aufgenommene Mächtigkeit des tiefsten Teils des Sandstein-Dachschieferkomplexes
+ ca.	50 m	Globigerinenmergel

Das obere Ende dieses Profils reicht nun nach oben noch nicht in den Bereich der typischen grobsandig-konglomeratischen Ausbildung des basalen Altdorfersandsteins, wie sie nach anderen regelmässigen Profilen in der Kolonne nach oben folgen müssen.

In den zahlreichen, grösstenteils schon grasigen und keine kontinuierlichen Felsaufschlüsse mehr zeigenden Runsen, welche von der Lucke P. 2006 des Guetbächigrates gegen Vorsteg herunter kommen, konnten Schichten dieser Ausbildung bereits festgestellt werden, jedoch nicht mehr in stratigraphisch sicherem Verband, sodass es nicht angezeigt erschien das Standardprofil weiter nach N auszudehnen. Als Fortsetzung konnte das Profil beim Schäferhüttli auf der gegenüberliegenden Talseite besser dienen.

In dem vorstehenden im Zusammenhang aufgeschlossenen Profil der tiefsten Teile des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes lassen sich über die stratigraphische Zusammensetzung desselben zunächst folgende Feststellungen machen :

- Das Profil zeigt, dass innerhalb des an Effusivmaterial reichen Teiles, den man gemeinhin als Taveyannazsandstein zusammenzufassen pflegt, die eigentlich typischen petrographischen Varietäten Tav. II mit den fast schon atypisch zu nennenden Varietäten Tav.IV wechsellagern. Zunächst stellen sich Schichten vom letzteren Typus schon am Uebergang von den Globigerinenschiefern zum Sandstein ein, kommen aber auch mitten in der Serie und dann an deren Oberrand wieder vor, wo der Ergussgesteinsgehalt nach oben regelmässig abnimmt.
- Die typischsten Taveyannazsandsteine (grobgebankt, meist ausschliesslich vom Typus II) kommen in auffälliger Weise in getrennten Horizonten konzentriert vor; einem unteren, der die Schichtgruppe (11) - (13), zusammen rund 30 m, umfasst, und einem höheren von 15 m Dicke (Schicht 15). Der untere Horizont bildet die Basis, der obere die Obergrenze desjenigen Komplexes, den man unter der Bezeichnung Taveyannazsandstein zusammenfassen kann. Innerhalb dieses Komplexes scheint die Zufuhr von vulkanischem Material in zwei maximalen Schüben erfolgt zu sein, welche die beiden typischsten Taveyannazbänke lieferten, die sich auch auf grösserer Beckenbreite verfolgen lassen und kurz als "Unterer" und "Oberer Tav.horizont" bezeichnet werden können.

- c) Es zeigt sich, dass an der Basis des ganzen Profils Ergussgesteins-Material in kleinen Mengen plötzlich auftritt und sich durch Bildung von größer klastischen Bänken, welche z.T. auch noch reichlich Globigerinen enthalten, ausdrückt. Solche Bänke wechsellagern mit noch etwas kalkigen und ebenfalls noch Globigerinen führenden, dachschieferartigen Gesteinen. Dieser hier etwas über 20 m mächtige Schichtkomplex unterscheidet sich sowohl von den reinen Globigerinenschiefern des Liegenden, wie vom Taveyannazsandsteinkomplex und wird von mir als "Uebergangsschichten" bezeichnet.

Für die oben an die eigentlichen Taveyannazsandsteine sich anschliessende Schichtgruppe ist zunächst noch das folgende ergänzende Profil an der E-Seite des Tales zu betrachten. In den Felsaufschlüssen südlich der Mättlenrus (722,650/194,700) kann eine kleine synklinale Umbiegung, deren Südschenkel in den Nordschenkel des Windigeggewölbes überleitet, beobachtet werden. Die Taveyannazsandsteine, die das nördliche Ufer der Mättlenrus bilden (Koord. 722,650/194,850), beschreiben eine weitere kleine, dem Windigeggewölbe N vorgelagerte Taveyannazsandsteinantiklinale. Diese Taveyannazsandsteine müssen demnach den oberen Taveyannazsandsteinbänken des Profiles 13 (nicht tiefer als No. 23) entsprechen. Das unmittelbar nördlich an die kleine sekundäre Antiklinale anschliessende schlecht aufgeschlossene Dachschieferband, Profil 14 (2), längs dem der Richetlipassweg folgt, bildet demnach die stratigraphische Fortsetzung des Profiles 13 gegen oben.

2. Profil 14: Mättlenrus - Schäferhüttchen

Stratigraphisch von unten nach oben folgen sich:

- | | | |
|-----|--------|--|
| (1) | x m | Tav.sandstein. |
| | | Dünnschliff: Eruptivgehalt knapp über 50 %. Sandkalkpartien nesterartig eingestreut. Die Tav. bestandteile sind ausschliesslich aus der Albitchloritspilitreihe. Pseudomorphosen nach Augit (violettbraunes Karbonat) sind eher selten. Polykristalline Quarzaggregate häufig. Kalkbruchstücke (Kieselkalk), Hornsteine. |
| (2) | 16 m | Dachschiefer, sandig, |
| (3) | 13 m | Tav. IV - Bänke wechsellagernd mit ca. 0,3 m mächtigen Dachschieferzwischenlagen. Makroskopisch gewöhnliche graublaue "Altdorfersandsteine". Einzig die oberste Bank schliesst mit einer Sandsteinlage ab, die wieder vermehrt Effusivbrocken führt. |
| (4) | 21 m | Dachschiefer |
| (5) | 1 m | Altdorfersandsteinbank wie (3) |
| (6) | 7 m | Dachschiefer, an der Basis feinkonglomeratistische Lagen. |
| (7) | 6 m | feinkörnige Altdorfersandsteinserie mit Dachschieferzwischenlagen. |
| (8) | 19,5 m | Basale Altdorfersandsteinserie: dünngebankte Wechsellagerung von grünlich blaufarbigem, mürben Sandsteinbänken, welche teilweise blätterig zerfallen.

Dünnschliff: Effusivgehalt deutlich unter 50 %, und nur der Albitchloritspilitreihe angehörend. Häufig tritt fast isotroper, blassgrüner bis gelblicher, länglich geformter Chlorit auf, mit schwacher, bläulicher Interferenzfarbe. Vergl. M. VUAGNAT, 1952, Pl. III, Foto 22. |
| (9) | | Moränenschutt |

Das vorstehende Profil bezeichnet eine der am besten in stratigraphischem Zusammenhang erhaltenen Stellen, die den Uebergang vom eigentlichen Taveyannazkomplex nach oben aufschliessen.

Für das stratigraphische Normalprofil ist es offenbar charakteristisch, dass sich über dem eigentlichen Taveyannazkomplex mehrere mächtigere einheitliche Bänder von Dachschiefern, von 10 - 20 m Dicke, einschalten, die im Masstab 1:10'000 auch kartographisch ausgeschieden und über gewisse Strecken verfolgt werden können. Mit dieser Einschaltung mächtigerer Dachschiefer ist aber auch sogleich die Möglichkeit einer disharmonischen Bewegung des

Hangenden gegenüber dem kompetenteren Taveyannazsandsteinabschnitt gegeben, sodass gerade diese Grenzzone an den meisten Stellen tektonisch stark gestört ist und man froh sein muss, hier diesen Schichtabschnitt einigermassen ungestört vorzufinden.

Zwischen diese ersten mächtigeren Dachschieferbänder findet man nun Sandsteine eingelagert, welche im Dünnschliff demjenigen Typus entsprechen, der von Vuagnat als Taveyannaz IV bezeichnet worden ist. Im makroskopischen Aspekt des Gesteins macht sich aber der geringe Gehalt an Tav. material kaum bemerkbar. Die Sandsteine sind nur teilweise noch schwach grünlichblau, meistens normal blaugrau, sodass man sie ohne mikroskopische Untersuchung nicht mehr zu den Taveyannazsandsteinen, sondern bereits zu den Altdorfersandsteinen (graue Flyschsandsteine Oberholzer's) rechnen würde. Feldgeologisch ist es jedenfalls viel einfacher, ja das einzig praktisch durchführbare, den Taveyannazkomplex unterhalb dieser markanten Dachschieferbänder und der darin enthaltenen Sandsteinbänken abschliessen zu lassen. Darüber wird bei der auf die Detailprofile folgenden Besprechung der allgemeinen stratigraphischen Einteilung des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes noch weiter zu diskutieren sein. Es zeigt sich ja auch aus dem erstbeschriebenen Detailprofil, dass der petrographische Sandsteintypus Tav. IV nicht nur an der Obergrenze der eigentlichen Taveyannazsandsteine vom Typus II, sondern auch in den Uebergangsschichten der letzteren gegen die Globigerinenschiefer verbreitet ist. Die Sandsteine zeigen in diesem Horizont, wie sich bei der Vergleichung mehrerer Profile noch ergeben wird, makroskopisch sehr charakteristische Züge, die sie im Feld überall erkennen lassen. Sie unterscheiden sich nicht nur deutlich von den eigentlichen Tav. sandsteinen des Typus II, sondern auch von denjenigen des Typus IV, welche innerhalb des eigentlichen Taveyannazkomplexes als Einschaltungen auftreten. Andererseits unterscheiden sie sich durch charakteristische Züge auch von dem Typus der normalen Altdorfersandsteine s.s., wie sie stratigraphisch höher in der Serie vorkommen. Es ist zuzugeben, dass die letzteren noch weniger Effusivmaterial enthalten und dass die hier betrachteten Sandsteine sich mikroskopisch meist noch als vom Vuagnat'schen Typus IV ergeben. Aber auch ohne dass dies schon mikroskopisch festgestellt wird, lassen sich diese "basalen Altdorfersandsteine" von den jüngeren Altdorfersandsteinen s.s. makroskopisch-lithologisch unterscheiden.

Es ist deshalb auch möglich, feldgeologisch einen speziellen Schichtabschnitt der "basalen Altdorfersandsteine" zu unterscheiden. Zu den Merkmalen dieses Abschnittes gehört auch das Vorkommen von typischen sandigen und teilweise feinkonglomeratischen Dachschiefeln, wozu beispielsweise im vorstehenden Profil Nr. (6) zu rechnen ist. Im übrigen wird die allgemeine Charakteristik des Abschnittes der "basalen Altdorfersandsteine" später noch im Zusammenhang zu behandeln sein und es genügt hier vorläufig festzustellen, dass der im vorstehenden Profil enthaltene Schichtabschnitt dieser Charakteristik entspricht.

3. Das Bodenbachprofil

Der Bodenbach, welcher das Gebiet Guetbächli-Bächlikamm-Windigegg entwässert, durchschneidet in der Stufenmündung zwischen der Guetbächlialp (1600 m) und dem Eggli (1200 m) den bereits flachliegenden Teil des Nordschenkels des Windigegg-Gewölbes in einer nicht einfach zu begehenden Schlucht. Das nachstehende - direkt entlang des Bachbettes aufgenommene - Detailprofil schliesst unmittelbar oben an das Profil 11 der basalen Nummulitenschichten des Bodenbachs an und beginnt mit den Globigerinenschiefern über der von den Nummulitenschichten gebildeten Wasserfallstufe am Eggli. Um den Zusammenhang mit den voranstehenden Profilen des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes nicht zu stören, wird auch dieses Profil nachstehend in der Reihenfolge von unten nach oben geschildert. Das Profil reicht wiederum durch die eigentlichen Taveyannazsandsteine hinauf bis in den Bereich der basalen Altdorfersandsteine.

Profil 15: Bodenbach (Beginn in Koord. 719.950/194.850 Kote 1120 über dem Wasserfall von Eggli, oberes Ende im linken Hauptast des Bodenbaches auf Kote 1590).

- | | | |
|-----|-------|---|
| (1) | 60 m | Globigerinenmergel mit einzelnen Sandkalkbänkchen. Diese Partie gehört noch dem Nummulitenprofil an. Vergl. p. 58 |
| (2) | 2,5 m | schwärzliche, sandige Sandkalkbänke mit Tonschmitzen, aufgeteilt in kleine, höchstens 10 cm mächtige Bänke mit rauhen, sandigen, kalkigen Dachschiefererzwischenlagen. Vergl. Profil 13, No. (2). |

In den oberen Partien dieser Sandkalke treten die ersten Tav. komponenten auf, mit der für die basalen Tav. bänke typischen Brockenform; diese werden nicht über 4 m/m gross. Im Dünnschliff lässt sich noch einwandfrei die kalkige, sandige, globigerinen-führende Grundmasse feststellen. Die Tav.brocken gehören überwiegend der An-

desitfacies an, mit sehr viel dunklen Gemengteilen. Der vitrophyrische Strukturtyp scheint zu überwiegen. Bei den Typen mit wenig dkl. GMT. überwiegt der felsitische Strukturtyp und enthält dann reichlich viel von blassgrünem Chlorit ausgefüllte Hohlräume.

- (3) 0,2 m etwas sandige, kalkige, ebenflächige Dachschiefer.
- (4) 12 m 7 und 5 m mächtige Tav. II - Tav. IV Bänke von schmutzigblauschwarzer Farbe. Düster anwitternd. Quarzgehalt sehr gering ($\emptyset \approx 1,5 \text{ m/m}$). Im Dach folgt eine 1,5 m mächtige Tav. IV-Bank, die feinkörnig und etwas gefleckt erscheint.
- (5) 3 m Tav. II -Einzelbänke.
5 m Diese Bänke werden ausschliesslich von bis zu 5 m/m grossen Ergussgesteinsbrocken gebildet. Diese stammen überwiegend aus Andesiten und führen sehr viel dkl. GMT.: Augit und braune Hornblende. In diesen Bänken wurden als wichtige Neuigkeit DISCOCYCLINEN gefunden. Vergl. Foto 4.
- (6) 23 m Tav. IV - Serie mit bis max. 0,7 m mächtigen Bänken, getrennt von bis 0,3 m dicken Dachschieferzwischenlagen. Die unterste Bank dürfte noch ein Tav. II sein. Im Dach geht diese Serie rasch in eine 10 m mächtige feinkörnige, z. T. gefleckte Sandsteinserie mit gleichmächtigen Dachschieferzwischenlagen über. In dieser oberen Abfolge tritt eine nur 10 cm mächtige Sandsteinbank auf, die schon den typischen lithologischen Charakter der basalen Altdorfersandsteine aufweist. Die Bänke führen relativ viele Foraminiferen:
- Globigerina sp.
Gümbelina sp.
Milioliden : Biloculina, ? Triloculina
- Diese Serie entspricht im Profil 13 (Durnachtal) dem Niveau (14).
- (7) 7 m 5 und 2 m mächtige Tav. IV - Bänke mit relativ viel Quarz ($\emptyset \approx 1,5 \text{ m/m}$). Globigerinen führend. Im Dach wieder eine 0,5 m mächtige, gefleckte, feinkörnige Bank.
- (8) 3 m Tav. II. "Oberer Tav. horizont" = No. (15) Profil 13. Schnell übergehend in
2 m feinkörnige, schwach gefleckte Tav. serie mit viel Dachschieferzwischenlagen.
- (9) 7 m Altdorfersandsteinbänke wechsellagernd mit feinkörnigen, nicht gefleckten Sandsteinbänken mit viel Dachschieferzwischenlagen.
- (10) 1 m Dachschiefer
- (11) 3 m Tav. IV, wie (8). Globigerinen
- (12) 1,5 m sandige, blauschwärzliche Dachschiefer mit gut gerundeten, bis 2 cm grossen Geröllen. Diese Gerölle sind regelmässig lagige, gestreifte, sehr glimmerreiche, feinkörnige Sandkalke. Dieser Dachschieferzug entspricht also im Profil Schäferhütte am Richetlipass No. (6), Profil 14, und dürfte äquivalent dem Scheidseelikonglomerat sein (Vergl. p. 109 (6), Profil 16). Der Beginn der eigentlichen Altdorfersandsteinserie drückt sich auch hier wiederum in einer konglomeratischen Bildung in einem Dachschieferzug aus.
- (13) 8 m blaufarbige, mürbe, stark sandige, feinkörnige, basale Altdorfersandsteine in Bänken, die nicht über 0,3 m messen, und mit reichlich Dachschieferzwischenlagen. Identisch mit No. (8), Profil 14, Taf. IV
- (14) 2 m Dachschiefer

(15)	15 m	feinkörniger Altdorfersandstein (Diesbach)
(16)	50 m	Dachschiefer
(17)	15 m	Sandsteinbänke wie (15) mit reichlich Dachschiefer.
(18)	18m + xm	Dachschiefer
		Moränenschutt

In diesem Profil kann man folgende Feststellungen von prinzipieller Bedeutung machen :

Nach einer nur auf wenige m eingeschränkten Uebergangsserie von Sandkalkbänken und Dachschieferlagen tritt dicht über dem Oberrand der Globigerinenschiefer schon typischer Taveyannazsandstein auf. Es lässt sich auch hier ein unterer und ein oberer Horizont typischer Taveyannazsandsteine vom Typus II erkennen, getrennt durch Sandsteine vom Typus Tav.IV.

- b) Die Tav.sandsteine des unteren Horizontes enthalten die frischesten Ergussgesteinsbrocken der Andesitfacies mit relativ frischen Plagioklasen, die z. T. Zonarstruktur zeigen. Diese Brocken ähneln sehr dem von VUAG-NAT 1952, (p. 10), beschriebenen Konglomeratgeröll von La Berte aus dem Grès du Val d'Illiez, doch weicht andererseits bei den Andesitkomponenten aus dem Bodenbach die starke Augit- und geringe Hornblendeführung von jenem Typus ab. Der Augit - eine diopsidische Varietät - dürfte primär sein.
- c) Wichtig ist vor allem, dass noch in der Zwischenserie zwischen den Haupt-Taveyannazbänken reichlich Kleinforaminiferen, vor allem Globigerinen, gefunden wurden und ausserdem an der Obergrenze des unteren Horizontes von eigentlichem Taveyannazsandstein auch kleine Discocyclinen. Mit diesem für die NE-Schweiz neuen Funden ist ein Analogon festgestellt zu den Discocyclinenfunden an der Basis des Taveyannazsandsteins in der W-Schweiz und in Savoyen.
- d) Auch hier treten von Niveau (13) an Sandsteine des speziellen Typus auf, welche man als "Basale Altdorfersandsteine" ausscheiden kann und die charakteristischerweise auch hier an ihrer Basis mit einer Lage von konglomeratischem Dachschiefer vergesellschaftet sind.

4. Taveyannazsandsteinprofil am Scheidseeli

In der vom Grat Nüschentstock - Rüchi - Scheidstöckli - Hintersulzhorn - Ruchi umschlossenen Nische folgt N. über dem Muttsee eine kleine Kartrepppe mit zwei Stufen. Ueber der ersten Stufe liegt 50 m über dem Muttsee das Scheidseeli. N dem letzteren liegt abermals eine in der LK deutlich zum Ausdruck kommende, dort den P. 2538 tragende Felsstufe, welche aus Taveyannazsandstein besteht. Der Aufschluss erscheint als Felsinsel inmitten der Schutthalden, welche die Karnische von den, aus Globigerinenschiefer bestehenden umgebenden Gräten her zuschütten. Es ist hier gerade noch ein Stück jener gegen S synklinalartig sich schliessenden Umbiegung aufgeschlossen, mit welcher die Sandsteine der obersten Taveyannazserie der Vorstegstock-Scholle gegen Süden in ihrer Schieferunterlage endigen, wie dies W unter dem Sattel Nüschentstock-Rüchi so deutlich sichtbar ist. Wegen der Stellung im hangenden Schenkel der genannten Umbiegung ist die Schichtlage steil S-fallend, d.h. zunächst etwas überkippt. An die steil S-fallenden Globigerinenschiefer, welche als stratigraphische Basis des Profiles am W-Ende des Aufschlusses noch aufgeschlossen sind, folgt anschliessend das nachstehende Profil der Taveyannazsandsteine, welche sich nach oben etwas flachlegen und in der Karstufe sanft gegen N einfallen.

Das Profil 16, ist deshalb von besonderer Bedeutung für die Stratigraphie des Taveyannazsandsteins, weil darin F. DE QUERVAIN 1928, (p. 35) ein bemerkenswertes Konglomerat entdeckte, das er unter "Strukturtyp F = Grobkonglomeratische Gesteine" in seiner Taveyannazsandstein-Studie beschreibt. Er erwähnt daraus summarisch Geröllkomponenten aus Quarziten, Kalken und Graniten sowie scheibenförmige, plattgedrückte Ergussgesteinsgerölle.

Profil 16: Scheidseeli (Koordinaten Beginnspunkt 721,000/192,250, in 2480 m Höhe am W-Hang des Kares)

- (1) xm + 10 m Globigerinenschiefer
- (2) 3 m Tav.bank, Tav. II - IV, zäh, feinkörniger, massiger, dunkelgrüner Sandstein. Das Gestein ist ebenflächig durchklüftet und splittert deshalb parallelepipedisch. Rostig-

braun verwitternd.

Dünnschliff: fast ausschliesslich aufgebaut aus Feldspäten, die aus Ergussgesteinen stammen. Vereinzelt treten Augitkörner auf. Zahlreicher jedoch sind pseudomorph nach Augit erscheinende Karbonatkörner von violettbrauner Farbe mit guten Zwillingslammellen. Reichlich treten Albitchloritspilit-Brocken auf, die sehr gut gerundet und den verschiedensten Strukturtypen angehören: trachytisch, vitrophyrisch, felsitisch.

- (3) 2,5 m wechsellagernde Serie von Tav.sandsteinbänken (0,1 m - 0,5 m mächtig) mit ebenflächigen Dachschiefern. Die Grenze zwischen Sandstein und Dachschiefer ist scharf. Die Sandsteine überwiegen und führen Globigerinen.
- (4) 6,5 m 3 aufeinanderfolgende, 2 m, 1,5 m und 3 m mächtige Tav.bänke. Die oberste enthält an ihrer Basis plattgedrückte und bis 15 cm gross werdende Dachschieferfetzen. Der zwischen die Sandsteinbänke eingelagerte Dachschiefer zeigt unruhige, wellig verbogene Lagerung.
- (5) 2 m feinkonglomeratischer, mergeliger Dachschiefer. Die untersten 30 cm sind noch typische Tonschiefer, dann treten Nester von sandigeren Partien und etwas gröberer Fraktion auf. Vereinzelt kleine, gut gerundete Granit- und zahlreichere Kieselkalkgerölle. Durch Zunahme der Gerölle geht Schicht 5 sehr rasch in Schicht (6) über. In der Grundmasse Globigerinen und Amphisteginen (?)
- (6) 8,5 m Flyschkonglomerat. Die Grundmasse ist siltig, durchsetzt mit häufigen Tonfetzen, die wiederum scheibenförmig plattgedrückt sind. Die Gerölle können bis zu 0,5 m gross werden. Das linsenartig in Dachschiefer auftretende Konglomerat enthält die in der Tabelle 2, p. 110 zusammengestellte Gerölmischung.
- (7) 2,5 m Zwei Taveyannazsandsteinbänke mit Dachschieferzwischenlagen (0,5 m).
Dünnschliff: Der Anteil an Eruptivmaterial ist noch über 50%. Quarz und Feldspat führend, die altkristallinen Ursprungs sind. Der Eruptivanteil ist deutlich in gut gerundeten Brocken vorhanden. Strukturtypen konnten wir folgende erkennen: trachytisch fein, hyalopilitisch fein, felsitisch fein und vitrophyrisch. Keine dunklen Gemengteile mehr, ebenso scheinen die Karbonate zu fehlen, die pseudomorph nach Augit sind. Dafür treten grosse Chloritkörner (Serpentin?) auf (cf. M. VUAGNAT, 1952, Pl. III, Foto 22).
- (8) 2,5 m Dachschiefer mit unruhiger Lagerung, die durch die Glimmerflitterchen ausgezeichnet herauskommt.
- (9) 0,5 m u. 0,1 m
0,7 m u. 1,0 m Tav. Sandstein. Wechsellagernde Serie von Tav.-sandstein und Dachschiefer. Scharfe Grenze. Der Tav. ist analog wie bei (7).
- (10) 3 m u. 2 m Tav. IV.-sandsteinbänke mit wulstiger Unterfläche.
- (11) 13,5 m Dachschiefer mit Altdorfersandsteinbänken.
Dünnschliff: Noch einzelne, gut unterscheidbare Tav.brocken von vorwiegend vitrophyrischer Struktur. Tav.anteil deutlich unter 50%. Quarz- und polykristalline Quarzkörner häufig.
- (12) 3 m Dachschiefer
- (13) recenter Moränenschutt

Tab. 2 Gerölltabelle des Scheidseelikonglomerates

Gesteinsart	Makroskopische Merkmale	Min.bestand Struktur	max. $\varnothing$ in cm	Menge	Rundungsgrad
Biotit-granit	hell, feinkörnig bis massig, ausgebleichter Biotit	Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit, Serizit und wenig Erz, Apatit	7	++	gut
Biotit-granit-Pegmatit	grobkörnig, mit wenig dkl. GMT	Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit, holokristallin, kataklastische Mosaikstruktur mit symplektischen Feldspäten	10	+++	gut
Pegmatit	grobkörnig, hell	Quarz, Oligoklas, wenig Serizit und Erz	3	++	sehr gut
Muscovit-gneis	serizitreicher Gneis mit lagiger Textur	Quarz, Albit, Serizit, Muscovit kataklastische Mosaikstruktur, z. T. schwach granoblastisch	12	++	schlecht
Glimmer-gneis	rötlichfarbig, lagige Textur	Quarz, Feldspat, Muscovit, Biotit, Serizit, Granat	6	+++	schlecht
Kieselkalk	schwärzlich, dicht serizitisch, helle karrige Oberfläche	feine Quarzkörnchen und Quarzaggregate in kalkig serizitischer Grd.masse, z. T. nesterartig	50	+++++	überwiegend schlecht
Sandstein	dunkel, etwas grünlich, körnig	2 deutlich getrennte, gut gerundete Quarzfraktionen, etwas kalkig	2	+++	gut
Oelquarzit	dicht, schmutzig-grünlich, fettig	gut gerundete Quarzkörner Grd.masse Zoisit und Calzit homöoklastisch	1	+	sehr gut
Spilit	olivfarbig, dicht	Feldspat (Albit?) in chloritischer, hämatitischer Grd.masse	2	+	sehr gut
Hornstein Radiolarit?	violett-rötlich, dicht	dicht	2	+	gut
Kontakt-hornfels	dicht, dunk.grün	dicht	10	+++	schlecht

+++++ stark überwiegend
+++ sehr häufig

++ selten
+ sehr selten

b) Hausstockscholle

1. Profil 17: Hintersulzhorn P. 2738

Der steilgestellte und von keinen sekundären Störungen beeinflusste Verkehrschenkel des Hausstockgewölbes eignet sich für ein Profil durch die Taveyannazsandsteinserie der Hausstockscholle. Der Gipfel des Hintersulzhorns wird gebildet durch zwei mächtige Taveyannazsandsteinbänke, die leicht nach N überkippt an die Globigerinenmergel der Vorstegstockscholle anschliessen.

Das folgende Profil beginnt in den Globigerinenmergeln der Vorstegstockscholle, verläuft längs dem Fusse der zwei steilgestellten Tav. bänke in die anschliessende Serie von Taveyannazsandstein, um schliesslich nach kurzem Schuttunterbruch in den bei Koordinate 192/50, 721/550 anstehenden Taveyannazsandsteinen und Dachschiefen zu enden, welche den tieferen Teilkern des hier doppelt ausgebildeten Hausstockgewölbes formen.

- | | | |
|------|-------------|--|
| (1) | 3 m | Globigerinenmergel |
| (2) | 10 m | sandige, bröselige feinkonglomeratistische Dachschiefer. Sie führen noch vereinzelt kleine, gut gerundete Kieselkalk- und Kristallingerölle, und können mit dem Konglomerat am Scheidseeli parallelisiert werden. Vergl. Prof. 16, p. 109. |
| (3) | 6 m
4 m | Zwei mächtige, einzelne Tav.sandsteinbänke. Sie bauen den Gipfel des Hintersulzhorns auf. Basaltartig verwitternd.

Dünnschliff: Sehr wenig Nichtergussgesteinsmaterial. Die einzelnen Tav.brocken sind gut gerundet und unterscheiden sich durch ihre vielfältigen Strukturen und enthalten sehr wenig Augit und Hornblende. Vereinzelt treten Kieselkalkbrocken sowie kleine Tonschieferfetzchen auf. |
| (4) | 2,5 m | Sehr feinkörniger, kalkreicher Tav. IV. Das Tav.material setzt sich aus Brocken und mehrheitlich aus Feldspäten zusammen. Das Tav.material ist sehr deutlich nesterartig im Schliff zerstreut. Quarz kommt sowohl als Einzelkorn oder dann auch als polykristallines Quarzaggregat vor. Serizitfitterchen häufig. |
| (5) | 1,5 m | feinkörnige, mergelige Sandkalkbänke mit Uebergang zu typischem Dachschiefer, der sich durch Vermehrung der Tonlagen bildet. Die Dachschiefer zeigen unruhige Sedimentation durch schlierige Formen der einzelnen Tonlagen an. Häufig schwarze Tonschieferfetzen. |
| (6) | 8 m
10 m | Tav.sandsteinbank, analog wie (3).
eher feinkörniger, bläulichgrauer, "unechter" Tav.sandstein mit schwarzen Tonfetzen. Tav. IV. Das Tav.material stammt vorwiegend aus Feldspäten. Die selten auftretenden Brocken sind der feinkörnigen Fraktion angepasst. Andeutungen von Nestern. Die Tav.brocken gehören der Albitchloritspilitreihe mit vitrophyrischer und hyalopilitischer Struktur an. Globigerinen führend. |
| (7) | 3 m | feinkörnige, mergelige Sandkalkbänke wie (5), jedoch ohne die unruhige Lagerung |
| (8) | 10 m | fein- bis mittelkörniger Tav. IV.

Dünnschliff: Nester von Effusivmaterial, das ausschliesslich aus Feldspäten zusammengesetzt ist. Akzessorisch treten mit diesen Erz und Chlorit auf. Das Gestein ist reichlich mit Kalcit verfestigt. Sehr häufig sind Serizit- und Biotitfitterchen eingestreut. Seltener gut gerundete Kristallingerölle: Zweiglimmergneise und saure Biotitgranite. Im oberen Teil sind Tav. brocken der Albitchloritspilitreihe wieder etwas angereichert. Vitrophyrische und trachytische Strukturen. Quarz in Einzelkörnern und als polykristalline Aggregate. Der Eruptivgehalt dürfte nicht über 50 % betragen. |
| (10) | 60 m | Dachschiefer. Dieser ist im allg. nicht so tonreich wie der gewöhnliche Dachschiefer. Er enthält häufig sandige Zwischenlagen. |

Das Profil endet ca. auf Kote 2600 in den Dachschiefern. Koord. 721,630/192,000.

Ueber diesen letzten Schiefern erscheinen wieder ca. 50 m mächtige, ziemlich kalkreiche Sandsteine mit Dachschieferzwischenlagen. Die Sandsteine enthalten wenig Tav.material und dürften wohl die stratigraphische Repetition von (8) und Teile von (9) obigen Profiles darstellen, weil hier das Hausstockgewölbe eine sekundäre, kleine Synklinale beschreibt. Das Hausstockgewölbe erhält dadurch zwei Teilkern aus Dachschiefern, getrennt durch eine Sandstein-Einspitzung. Der höhere Kernteil muss unter dem kleinen Kargletscherchen unmittelbar W unter dem Ruchigipfel verlaufen. Die nochmals höheren Taveyannazsandsteine der Gipfelwand des Ruchi entsprechen danach dem Hangendschenkel des Hausstockgewölbes (Vergl. oben Abschnitte IV A 4-5).

Die Schiefer direkt unter der Lochseitenkalkklippe des Ruchigipfels dürften nebst "blattengratartigen Schiefern" auch noch Globigerinenmergel des "autochthonen" Mantels enthalten, da ein "autochthoner" Globigerinenmergelzug unter dem Mutenstock 3089,0 bei N Pkt. 2986 den Verbindungsgrat Ruchi-Mutenstock erreicht und sich mit den schwärzlichen Schiefern an der Lochseitenkalkbasis vermischt.

Die totale Mächtigkeit des Profiles 17 ergibt ca 115 m. F. de Quervain, 1928, p. 58 gibt für die analoge Taveyannazsandsteinserie am Nüschentock, P. 2794, 120 m an.

c) Mutenstockschollen.

1. Profil 18: Mutenberge

Der in SW Richtung ausstrahlende Grat des Mutenstocks 3089,0 mit den Punkten 2854, 2956 und 2895,2 wird auf der LK als Mutenberge benannt. An dessen Aufbau beteiligen sich reichlich Uebergangsschichten, Dachschiefer und Taveyannazsandsteinserien. Die Basis des Mutenstocks wird von tektonisch angehäuften Uebergangsschichten und von kleineren Schollen oder Fetzen aus Taveyannazsandsteinserien gebildet. Erst S P. 2854 setzt eine ruhiger gelagerte Taveyannazsandsteinserie ein, die bis P. 2895,2 verfolgt werden kann. Diese dünnt sowohl gegen S wie auch gegen W. aus. In den steilen Wänden des Ostabfalles der Mutenberge dürfte diese ca. 30-40 m mächtig sein, während sie auf der Westseite max. 30 m dick wird. Das Profil 18 wurde über den SW-Ausläufer des P. 2895,2 aufgenommen. Es beginnt unten bei P. 2638 über den Nummulitenbildungen des Kistenbandes und endet am genannten Gratpunkt.

- (1) 150 m phyllitische Globigerinenmergel; im oberen Teil wechsellagernd mit Dachschiefer ähnlichen tonigen Mergelschiefern.
- (2) 1,5 m schwach geschieferte, siltige Sandkalke von bläulicher Farbe. Glimmerreich.
- (3) 40 m sandige Globigerinenmergelbänke, die im Dach wieder einige, nur wenige cm dicke Sandkalke (4) eingeschaltet enthalten. Die obersten Lagen sind wieder Dachschiefer ähnlich.
- (4) 2 m Tav. IV. Dieser blaufarbige, feinkörnige Taveyannazsandstein enthält in sehr kleinen Brocken Ergussgesteinstrümmer, bei gleicher Kornfraktiongrösse wie der Quarz. Der Anteil an Eruptivmaterial steigt nicht über 50 %. Dunkle Gemengteile fehlen! Der Feldspat, eruptiven Ursprungs, tritt massenhaft auf.
- (5) 20 m stark sandige Kalkmergelschiefer die wechsellagern mit kalkigen Dachschiefer, mit rauher Oberfläche.
- (6) 2 m Tav.bank. Analog wie (4), jedoch mit reichlicherem Effusivmaterial. Diese führen Globigerinen. An der Basis ist ein deutlicher Rutschharnisch. Grünbräunlich verwitternd mit Verwitterungssaum. Tonschmitzen von gegen 2 cm Durchmesser nicht selten.

Dünnschliff: In feinem Sand sind gut gerundete Bruchstücke von Tav.material. Grundmasse kalkig. Das Tav.material setzt sich zusammen aus: Albitchloritpiliten mit trachytischer, hyalopilitischer und selten felsitischer Struktur. Der Gesamtanteil effusivem Materials dürfte über 50 % sein. Vereinzelt treten akzessorisch Körner von Epidot, Hämatit, Magnetit und reichlicher Serizitflitterchen auf.

- (7) 10 m Globigerinenmergel

- | | | |
|------|------|---|
| (8) | 10 m | mächtige Tav.bänke mit den typischen, dazwischen geschalteten Dachschieferfugen, die etwas kalkiger sein dürften als die üblichen Dachschiefer. |
| (9) | 1 m | Sandkalkbank, wie (4). |
| (10) | 12 m | Mergel Typus "schistes gréseux fauves" mit 10 - 30 cm dicken, eingeschalteten Sandkalkbänken, Blattengratschichten? |

C. Stratigraphische Zusammenfassung des NHF

Eine solche kann aus zwei Gründen nur eine provisorische sein:

1. lag das Schwergewicht bei meinen Untersuchungen auf einer Analyse der tektonischen Struktur des NHF. Die Anzahl der untersuchten und vergleichbaren stratigraphischen Detailprofile genügt offenbar auch im Bereich der Taveyannazgruppe, wo noch eine Anzahl mehr oder weniger ungestörter Profile aufgenommen werden konnte, noch nicht zu einer völligen Abklärung der stratigraphischen Verhältnisse. Noch schwieriger gestaltet sich eine solche im Bereich der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe, wo schwer übersehbare tektonische Komplikationen zusammen mit unvollständigen Aufschlüssen die stratigraphischen Verhältnisse verwischen, wie dies gleich eingangs dieses Kapitels betont worden ist. Das vom Verfasser vorläufig ermittelte Ausmass der tektonischen Komplikationen zeigt, dass man bei der Rekonstruktion des stratigraphischen Standardprofils der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe offenbar nicht von der einfachen Vorstellung ausgehen darf, dass es sich - abgesehen von Kleinfältelung und Falten von mittlerem Radius - um eine einheitliche, im Prinzip stratigraphisch aufrechte Schichtreihe handle. Die Ausbreitung von Taveyannazschollen im Dach des Altdorfersandstein-Dachschieferfelses und die Repetition von basalen Altdorfersandsteinen innerhalb derselben zeigt, dass hier ein Schuppenbau grösseren Stils vorhanden ist. Für die Zusammensetzung einzelner Aufschlüsse zu einem stratigraphischen Standardprofil muss man offenbar sehr vorsichtig vorgehen. Offenkundig sollte man noch über ein bedeutend engeres Netz von lithologischen und mikrolithologischen Beobachtungen verfügen, um über das hier in einer ersten Phase vorläufig Erreichte hinauszukommen.
2. Es ist aus den vorliegenden geometrisch-tektonischen Resultaten, wie sie in der Profiltabelle niedergelegt sind, schwierig, auf die Hintereinanderfolge der Schollen im ursprünglichen Ablagerungsraum zu schliessen. Auch aus der Verwandtschaft der aufgenommenen stratigraphischen Detailprofile kann man diese Aufeinanderfolge noch nicht mit Sicherheit erkennen. Es lässt sich deshalb der Verlauf seitlicher Faziesveränderungen nur innerhalb der zusammenhängenden Vorstegstockscholle verfolgen. Zwischen den verschiedenen Schollen dagegen kann dieser nur ungenügend beurteilt werden.

Die Taveyannazgruppe

VUAGNAT (1952, p. 40) bezeichnet als Taveyannazsandstein im lithologischen Sinne alle Sandsteine des NHF, welche über 50 % Material aus vulkanischen Effusiva enthalten. Wie schon Oberholzer (p. 417/18) konstatiert, stellen die Taveyannazsandsteine "keinen scharf begrenzten Gesteinshorizont, sondern mehr nur eine Fazies dar.

Sie geht seitlich oft rasch in graugrüne Sandsteine über, die der Sprengung entbehren, sonst aber von den echten gefleckten Taveyannazsandsteinen makroskopisch kaum unterschieden werden können". Es zeigt sich aber, dass die Intensität der grünen Tönung und die Fleckung nicht genau mit dem Gehalt an Effusivmaterial parallel gehen, sodass es auf dieser makroskopischen Basis schwer ist, zwischen echten Taveyannazsandsteinen mit über 50 % von solchem Material und unechten Taveyannazsandsteinen zu unterscheiden. Oberholzer's "unechte Taveyannazsandsteine" sind wahrscheinlich nach diesem Kriterium grösstenteils echte Taveyannazsandsteine.

In stratigraphischer Hinsicht besteht ein Bedürfnis, eine unterste Abteilung des NHF als "Taveyannazgruppe" auszuscheiden. Bei der Festlegung der Grenzen für eine solche, auch kartographisch ausscheidbare Taveyannazgruppe kann man einerseits offenbar nicht schematisch auf die künstliche Festsetzung abstellen, dass als Taveyannazsandsteine nur solche mit mehr als 50 % Effusivmaterial betrachtet werden sollen. Andererseits erhält, wenn man mit Vuagnat alle Sandsteine des Typus Tav. IV mit über 50 % Effusivmaterial noch in die Taveyannazgruppe einbezieht, diese Gruppe gegen oben eine Abgrenzung im stratigraphischen Sinne, welche für die Kartierung und die Analyse der Tektonik des NHF ungünstig gezogen ist. Nach Vuagnat (l.c., p. 68/69) würde zum Beispiel noch

der ganze Chilchenstock und ein guter Teil des vorderen Durnachtales aus Taveyannazsandstein des Typus IV bestehen. Erst wenn man die Obergrenze der Taveyannazgruppe im stratigraphischen Sinne dort zieht, wo die höchsten Bänke des petrographischen Typus II - III deutlich ersetzt werden durch den Typus IV und keine höheren Rekurrenzen von Bänken des Typus II - III mehr eintreten, nur dann gelangt man zu einer feldgeologisch günstigen oberen Begrenzung der "Taveyannazgruppe". Führt man eine solche obere Begrenzung der kartographisch auszuscheidenden "Taveyannazgruppe" ein, wird es zum Beispiel deutlich, dass in den höheren Teilen des Grates Guetbächi-Chilchenstock und in der E-Flanke des mittleren Durnachtales Schollen von Taveyannazsandstein des Typus II überschoben sind auf eine tiefere Serie von Altdorfersandstein, und dass diese letztere, weil sie deutlich erkennbare basale Altdorfersandsteine (die Vuagnat als Tav. IV bezeichnen würde) an ihrer Basis führt, einer tieferen Serie von normalen jüngeren Altdorfersandsteinen tektonisch aufgelagert ist.

Die in diesem Sinne begrenzte Taveyannazgruppe besteht im Prinzip nochmals aus zwei Teilen. Eine mehr oder weniger mächtige Serie von Uebergangsschichten, innerhalb welcher die ersten klastischen Bänke mit Effusivmaterial auftreten, führt von den liegenden Globigerinenschiefern über in die ausschliesslich aus eigentlichen Taveyannazsandsteinen (+ durchschossen mit normalen Dachschiefen) bestehende Hauptabteilung. Wenn auch die ersten gröber klastischen Bänke der Uebergangsschichten manchmal noch nicht über 50 % Effusivmaterial enthalten, so kann man doch diese Uebergangsschichten nur schwer von der eigentlichen Taveyannazgruppe abtrennen, da darin auch bereits voll entwickelte Taveyannazsandsteine vom Typus IV auftreten können.

a) Die Ausbildung der Untergrenze der Taveyannazgruppe:

Uebergangsschichten:

W. BRÜCKNER 1937 (p. 157) hat für das Profil des NHF im Dach der Griesstockdeckenstirn schon beobachtet, dass die "Stadschiefer" ganz allmählich gegen oben den Charakter von Dachschiefen annehmen. Im übrigen vertrat er jedoch in jener ersten Publikation noch die Ansicht, dass der NHF dem "Stadschiefer" mit scharfer Grenze diskordant auflagere. 1952 korrigiert Brückner diese Meinung. Die als eine Art "Delta-Ablagerung" aufgefasste Taveyannazgruppe weist an ihrer Basis eine facielle Verzahnung auf mit dem vor dem Delta gelegenen, pelagischen Globigerinenschiefer. Insbesondere gehen die grossen Dachschieferbänder, welche die von ihm angenommenen drei Haupttaveyannazmassen stratigraphisch voneinander trennen, durch Faziesübergang seitlich aus den Globigerinenschiefern hervor; in diesen Bändern lässt sich die globigerinenhaltige Fazies noch ein Stück weit gegen S zwischen die Taveyannazbänke hinein verfolgen. Nach dieser neueren Darstellung von Brückner besteht also nun auch in der Hauptmasse der Taveyannazsandsteine S vom Schächental ein Uebergang zwischen Stadschiefer und Taveyannazsandstein.

Aus den wiedergegebenen Detailprofilen meines Untersuchungsgebietes geht hervor, dass praktisch überall eine stratigraphische Verknüpfung der Taveyannazgruppe mit den Globigerinenschiefern durch Uebergang vorhanden ist, nur geht der Uebergang nicht immer auf dieselbe Weise vor sich und der Schichtstoss, den man als "Uebergangsschichten" bezeichnen kann, ist sehr verschieden dick. Am spärlichsten ist er im Scheidseeliprofil Nr. 16 entwickelt, wo direkt auf die Globigerinenschiefer dicke Taveyannazbänke vom Typus II - IV folgen und ein Uebergang sich nur dadurch manifestiert, dass die Dachschiefer zwischen diesen Bänken noch Globigerinen führen. Meist äussert sich in den liegenden Schiefen der Uebergang in den feinsandigen Globigerinenmergeln durch die allmähliche Abnahme des Globigerinen- und Kalkgehaltes nach oben, bis sie durch tonigere Schiefer vom Dachschiefertypus ersetzt werden. Der Uebergang gegen oben in die grobklastische Fazies kann sich auf zweierlei Arten vollziehen.

In der Vorstegstockscholle setzt über der reinen Schieferformation ziemlich dezidiert eine Serie von gröber klastischen Bänken ein, die man aber noch nicht als eigentliche Taveyannazsandsteine bezeichnen kann. Es handelt sich um siltig-feinkörnige Sandkalke bis Kalksandsteine, in denen die ersten Einstreuungen von Effusivmaterial vorkommen, ohne dass zunächst ein Prozentsatz von 50 % erreicht wird. Diese Gesteine wechsellagern in zentimeter- bis höchstens dezimeterdicken Bänken mit Dachschiefen, welche noch Globigerinen enthalten. Nach oben werden diese Kalksandsteine zunächst ersetzt durch einige Bänke von Taveyannazsandstein vom Typus IV, worauf sofort mächtige Einzelbänke des voll ausgebildeten Typus II von mehreren Metern Mächtigkeit folgen. Im nördlichsten Profil der Vorstegstockscholle, Bodenbach, Nr. 15, ist die Sandkalkserie auf eine 2,5 m mächtige Bank beschränkt, im Profil Nr. 13 von Hintersulz dagegen nimmt sie über 20 m ein.

In der Hausstockscholle (stratigraphisch verkehrt liegendes Profil Nr. 17 am Hintersulzhorn) liegt unter den eigentlichen massiven Taveyannazbänken zuunterst auch Taveyannazsandstein vom Typus IV und es folgen abwärts Sandkalkbänke und globigerinenhaltige Sandsteine, welche man direkt für Altdorfersandstein halten könnte, da sie nicht

über 50 % Effusivmaterial enthalten. Nach dem Charakter des letzteren handelt es sich um einen noch nicht voll entwickelten Tav. IV-Typus, der aber auch Altkristallinmaterial zum Teil in kleinen Geröllchen enthält. Der Antiklinalkern an der Hintersulzlücke, der die stratigraphische Unterlage darstellt, besteht aus dachschieferartigen Schiefen mit sandigen Zwischenlagen, in denen noch kein eigentlicher Globigerinenschiefer vertreten ist.

Im Profil der Mutenstockschollen findet man als erste Andeutung des Ueberganges zunächst eine ziemlich mächtige Zone mit Wechsellagerung von Globigerinenschiefern und bereits dachschieferähnlichen Gesteinen. In dieser Schichthöhe findet man auch einige feine siltige Sandkalkbänke eingeschaltet. Es folgen dann noch inmitten mächtigerer reiner Schieferabschnitte einzelne meterdicke Bänke von Sandstein vom Typus Tav. IV, deren Effusivmaterialgehalt in der tiefsten Bank aber vor allem aus Feldspatkörnern und nur sehr kleinen Gesteinstrümmern besteht. Eine höhere Bank entspricht aber schon ganz dem Typus Tav. IV. Erst nach einer weiteren Einschaltung von eigentlichen Globigerinenschiefern folgt darüber Taveyannazsandstein in massiveren Bänken, die jedoch am SW-Grat des Punktes 2895,2 der Mutenberge höchstens 10 m erreichen. In der den SW-Grat und SE-Grat verbindenden, Tav. sandsteinwandstufe nimmt dessen Mächtigkeit E - wärts rasch zu. Ebenso lässt sich rasche Mächtigkeitszunahme des Tav. sandsteins N gegen den Mutenstock feststellen. Die Mächtigkeit der Uebergangsschichten beträgt am SW-Grat des Pkt. 2895,2 von der ersten Bank mit Tav. material bis zu dieser Hauptbankgruppe ca. 35 m. Wahrscheinlich ist aber an der Grenze der reinen Globigerinenschiefer gegen die Uebergangsschichten eine tektonische Störung vorhanden, dagegen erscheint der höhere Teil des Profiles des Mutenberge-Grates von der E-Seite durchaus ungestört und stratigraphisch normal.

Brückner (1952, p. 22) schlägt bereits den Gipfelsandstein des Kistenstöckli als Teil der Uebergangsschichten zum Taveyannazsandstein. Jener Sandstein ist aber noch völlig frei von vulkanischem Detritus, während die Sandsteinbänke der eigentlichen Uebergangsschichten bereits solchen enthalten. Gröber klastische Einschaltungen ohne solches Material sind in der Globigerinenmergelunterlage der Mutenberge nur in Form ganz dünner Lagen von siltigen Sandkalken vorhanden; offenbar fehlt hier die Hauptmasse des Gipfelsandsteins des Kistenstöckli infolge tektonischer Unterdrückung. Eine grössere Einspitzung von Sandstein, den man vielleicht mit dem Kistenstöckligipfelsandstein vergleichen darf, steht erst etwas weiter nördlich, am E-Fuss der Mutenstockwand, inmitten der Globigerinenschiefer an. Man muss sich vorstellen, dass das Profil der Uebergangsschichten der Mutenberge sowohl stratigraphisch (?) wie tektonisch höher liegt als der Gipfelsandstein des Kistenstöckli.

b) Die Serie der eigentlichen Taveyannazsandsteine:

Das Profil in der Vorstegstockscholle im Hintersulz (Nr. 13) ist weitaus das vollständigste und mächtigste. Der Schichtabschnitt mit Taveyannazbänken vom Typus II erreicht hier von der Obergrenze der basalen Sandkalke der Uebergangsschichten bis zur ersten mächtigen Dachschiefereinlagerung, welche ich als Obergrenze und Beginn der Serie des basalen Altdorfersandsteins betrachte, 150 m; eine Mächtigkeit, die im übrigen Gebiet nicht mehr erreicht wird. Im Bodenbachprofil der Vorstegstockscholle hat sich diese Mächtigkeit bereits gegen N auf nur noch 55 m reduziert. Ein grosser Teil des Profils besteht aus einer engen Wechsellagerung von dünnen Sandsteinbänken (nicht über 1 m) mit ebenso mächtigen Dachschieferzwischenlagen. Daraus heben sich zwei mächtigere Einlagerungen von Sandstein in sehr dicken, nicht durch Dachschiefer unterteilten Bänken ab, welche man kurz als "tiefere" und "höhere" Taveyannazsandsteinhorizonte im engeren Sinne bezeichnen kann. Dieselben ergeben sich als besonders reich an Effusivmaterial von andesitischem Typus, das direkt in Brocken auftreten kann. Solche Bänke entsprechen also dem Typus II von Vuagnat und dieser Typus scheint auf diese massigen Bänke beschränkt zu sein. Wie dies auch de Quervain konstatiert, lassen sich nur diese massivsten Einzelbänke auf grössere Distanzen verfolgen, während er im übrigen "völlig regellosen Wechsel in der Mächtigkeit der Bänke und Schieferlagen" feststellt. In der Tat ist es sehr wahrscheinlich, dass in den Profilen Hintersulz Nr. 13 und Bodenbach Nr. 15 die Schichtglieder (11 - 13) und (4 - 5) als "Unterer Taveyannazhorizont", resp. die Schichtglieder (13) und (8) als "Oberer Taveyannazhorizont" einander noch entsprechen. Das tiefere Niveau ist das mächtigere und enthält sehr schöne grössere Gesteinsbrocken von andesitischem Typus mit viel Augit und Hornblende. Vergl. Foto 5

Für das überkippt stehende Profil am S-Abhang des Nüschentocks (Hausstockscholle) gelangt de Quervain durch eine Summation der Mächtigkeiten der Einzelbänke auf eine totale Mächtigkeit der Taveyannazgruppe von 120 m und auch die Breite des Ausbissbandes derselben Zone zwischen Mutsee-N-Ufer und Scheidseeli lässt mit ihren 200 m auf eine solche noch beträchtliche Mächtigkeit schliessen. Wahrscheinlich dürfte die Mächtigkeit der Taveyannazsandsteinserie E-wärts auch primär abnehmen

In den Mutenstockschollen beschränkt sich der eigentliche Taveyannazsandstein in den Mutenbergen auf einzelne Bänke innerhalb von Schiefermassen und eine Folge von mächtigeren Bänken am Oberrande der letzteren. Die Mäch-

tigkeit dieser letzteren Bankgruppe, welche die oberste Wandstufe unter P. 2895,2 bilden, kann man auf 30 m schätzen. Vuagnat konstatierte, dass der Taveyannazsandstein im Mutenstock ausschliesslich durch den Typus IV vertreten sei. Auch am S-Ende des Fil d'il Fluaaz beschränkt sich der eigentliche Taveyannazsandstein auf eine wandbildende Gruppe von dicken Bänken von total zwischen 30 und 40 m Mächtigkeit.

Uebersieht man vorläufig diese Resultate, so erhält man den Eindruck, dass im mittleren Teil der Vorstegstockscholle ein Maximum der Taveyannazentwicklung erreicht werde, sowohl hinsichtlich Gesamtmächtigkeit, wie hinsichtlich Gehalt an Vulkaniten und Korngrösse dieser Komponenten. Nach N hin nimmt diese Entwicklung bis zum Bodenbachprofil, das ja durchaus derselben tektonischen Einheit angehört, bereits wieder ab. Auch die beiden "Taveyannazhorizonte" s.s. des Bodenbachprofils bestehen nicht mehr rein aus dem Typus II sondern gehen rasch in den gefleckten feinkörnigen Typus IV über. Schon zwischen diesen Hauptbänken und sofort im Dach der oberen Hauptbank stellen sich Sandsteine vom Typus der basalen Altdorfersandsteine ein, während im Hintersulzprofil über der oberen Hauptbank noch eine sehr mächtige Serie von Sandsteinen vom Typus IV folgt, in welcher in sehr hohem Niveau sogar noch eine grobkörnige Einzelbank vom Typus II eingeschaltet ist. Was die Basis der Taveyannazgruppe betrifft, so folgt in diesem Gebiet der Vorstegstockscholle über den reinen Globigerinenschiefern ein sehr rascher Uebergang in die grobklastische Taveyannazserie durch Vermittlung von Sandkalken mit Effusivkomponenten.

Anderseits ist es unverkennbar, dass ganz im S, in den Mutenbergen, zunächst einige Taveyannazbänke vom Typus IV als Einzelbänke in einer mächtigen Uebergangsschieferserie auftreten und eine geschlossene Gruppe von gröberen Sandsteinbänken, in denen der Typus II nicht mehr vertreten scheint, erst zuoberst auftritt und nur eine bescheidene Mächtigkeit erreicht.

Dazwischen liegt nun der Entwicklungstypus des Scheidseelis und des Hintersulzhorns mit im Ganzen nur sehr bescheidener Mächtigkeit der eigentlichen Taveyannazgruppe von nur wenigen Zehnern von Metern. In beiden Profilen beginnt die Sandsteingruppe ziemlich unvermittelt über den Schiefern, welche am Scheidseeli noch den Charakter von Globigerinenschiefer, am Hintersulzhorn bereits von Dachschiefern haben. Das Profil in der Hausstockscholle erscheint dadurch demjenigen der Mutenstockschollen verwandt, als offenbar die unterliegenden Schiefer schon vor dem Einsetzen der grobklastischen Sedimentation Dachschiefercharakter annehmen.

Allgemein kann man feststellen, dass an der Basis, entweder als Bänke innerhalb einer grösseren Uebergangsserie von Schiefern oder dann am Beginn der eigentlichen zusammenhängenden Sandsteinserie, zuerst Sandsteine vom Typus IV auftreten und erst etwas höher solche des Typus II. Schon Vuagnat erwähnt, dass die Taveyannazgruppe am SW-Grat des Nüschentocks und in der Appengruebrus direkt über den Globigerinenschiefern zunächst mit Tav. IV-Typen beginne. Anderseits bilden solche Typen auch den oberen Uebergang über den obersten Horizonten vom Typus II bis zu demjenigen Abschnitt, den ich bereits als "basalen Altdorfersandstein" ausscheiden möchte, der aber noch immer Bänke enthält, welche man im petrographischen Sinne nach Vuagnat als Tav. IV bezeichnen müsste.

Auf das Problem der Herkunft des vulkanischen Materials in der Taveyannaz-Gruppe möchte ich nicht eingehen, da ich keine Argumente vorzubringen habe, welche über das hinausgehen, was bereits F. DE QUERVAIN, 1928 und neuerdings VUAGNAT, 1952 auf Grund jahrelanger, eingehender petrographischer Studien vorgebracht haben.

c) Konglomeratbildungen in Verbindung mit der Taveyannazgruppe

Es sind hier zwei Arten gröber klastischer Bildungen zu unterscheiden. Einmal gibt es Stellen, wo die sonst bescheidene Korngrösse der Komponenten aus vulkanischen Effusivgesteinen sich ausnahmsweise bis zur Grösse von eigentlichen makroskopischen Geröllen steigert. Eine derartige grobkonglomeratistische Geröllage mit Komponenten bis 6 cm $\varnothing$ innerhalb von normalen Taveyannazsandsteinen hat F. DE QUERVAIN 1928, (p. 34/35 und 60) vom N-Ufer des Muttsee (Hausstockscholle) beschrieben.

Daneben gibt es die interessanten Vorkommen von Konglomeraten mit grossen Komponenten aus altkristallinen Gesteinen, von welchen ebenfalls DE QUERVAIN spricht (1928, p. 35), wobei er offenbar das wichtigste Vorkommen am Scheidseeli (Prof. 16) im Auge hat.

Dieses Vorkommen, von dem oben eine ausführliche Liste der Komponenten gegeben worden ist, liegt eingeschlossen zwischen einer oberen und einer unteren Hauptbank von normalen Taveyannazsandstein, welche an jener Stelle das in der Gesamtmächtigkeit sehr reduzierte Profil der Taveyannazgruppe der Vorstegstockscholle

bilden. Das Konglomerat hat eine siltige Grundmasse und steht im Uebergang zu sandigen Dachschiefern, welche ebenfalls bereits Kristallingerölle enthalten. Da die über dem Konglomerat folgenden Taveyannazbänke nur noch die nächsten 12 m über der Obergrenze des Konglomerats einnehmen und dann von basalen Altdorfersandsteinen mit Dachschieferzwischenlagen abgelöst werden, so liegt das Konglomerat eigentlich recht dicht an der Basis des letzteren.

Die laterale Ausdehnung der maximal gegen 10 m Mächtigkeit erreichenden Konglomeratbildung ist sehr beschränkt. Weder auf der W-Seite des Rüchi, noch im Kessel von Hintersulz, wo dieselbe tektonische und stratigraphische Zone von Taveyannazsandstein gut aufgeschlossen ist, wurde eine Spur des Konglomerates entdeckt.

Eine weitere Andeutung konglomeratischer Bildungen finden wir merkwürdigerweise gerade anschliessend an die Globigerinenschieferzone, welche das Taveyannazfenster der Vorstegstockscholle am Scheidseeli vom Taveyannazsandstein der Hausstockscholle im Hintersulzhorn trennt. Dort konstatiert man am tektonischen Kontakt dieser Globigerinenschiefer mit dem überkippten Taveyannazsandstein des Hintersulzhorns 10 m feinkonglomeratistische Dachschiefer mit Kieselkalk- und Kristallingeröllen von ähnlichem Charakter wie am Scheidseeli (vergl. Prof. 17, Schicht (2)).

Feinkonglomeratistische Lagen in Dachschiefer, allerdings nur mit Sandkalken als Komponenten, treten auch in Prof. Nr. 14 (Schicht (6)) dicht über der Obergrenze der Taveyannazgruppe auf.

DE QUERVAIN 1928, (p. 60, Fig. 14) beschreibt und skizziert bereits unregelmässige Verknüchtungen der Schichtung an der Grenze normaler Taveyannazsandsteinbänke gegen schiefrigere Lagen; Erscheinungen, welche man als Effekte submariner Rutschung erklären könnte. Es ist nun interessant zu konstatieren, dass sich die Konglomeratschüttung sowohl am Scheidseeli wie am Hintersulzhorn schon in den liegenden Bänken durch solche verknüchtete Grenzlagen zwischen den massiven Sandsteinbänken und den Dachschieferlagen ankündigt. Auffallend ist auch die Zunahme der Dachschiefer Einschlüsse in den Bänken unter dem Konglomerat. Solche primärstratigraphischen Störungen der Schichtung sind übrigens in der Hausstockscholle allgemein verbreitet, während sie in der Vorstegstockscholle, den Mutenstockschollen und der Panixerplatte weniger häufig beobachtet werden.

BRÜCKNER 1945, 1952 hat neben zahlreichen Vorkommen von Konglomeratbildungen in den helvetischen Globigerinenschiefern auch solche im NHF zusammengestellt. Die von ihm erwähnten Vorkommen der letzteren liegen aber eher an der Basis der Flyschserie und es erscheint Brückner möglich, dass sie mit den erstgenannten Konglomeratbildungen zeitlich und genetisch nahe zusammengehören. Es ist zu beachten, dass die Konglomerate in den Globigerinenschiefern überall ausschliesslich sedimentäres Material enthalten, in welchem meistens lauter Gesteine aus der helvetischen Malm-Kreide-Serie einwandfrei bestimmt werden können.

Ein grobes Konglomerat mit Altkristallinkomponenten (Granitgerölle bis 10 cm Ø), schwarzen und grauen Kalken und vielen groben Quarzkörnern fand H. ADRIAN 1915 (p. 255) im Taveyannazsandstein im Burggraben bei Kiental und am Heuberg (oberhalb Oeschinensee). Gerölle aus helvetischen Gesteinen, die Adrian jedenfalls wohl erkannt hätte, werden keine erwähnt. Ueber die Art des Vorkommens schreibt Adrian: "Wo diese Einschlüsse auftreten, scheint das Gestein intensiv verknüchtet zu sein. Die Konglomerate befinden sich nicht an der Basis des Taveyannazgesteins, sondern nesterweise im Innern und scheinen eine Art Wildflyschfacies im Tav. niveau zu repräsentieren."

Konglomerate im Taveyannazsandstein melden auch L. MORET 1924, (p. 406) mit Radiolarit- und Kristallingeröllen und H. HAUS 1937, (p. 52). Es sind nun solche Konglomerate in vier verschiedenen Schichthöhen des NHF bekannt: an der Basis des Taveyannazkomplexes, innerhalb und an der Obergrenze des letzteren und bedeutend höher in der Schichtreihe in Form des Gruontalkonglomerats und der entsprechenden Konglomeratlagen im Mattersandstein.

Die hier beobachteten konglomeratischen Lagen sind ausgesprochen im obersten Teil der Taveyannazgruppe oder an der Basis der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe gelegen, soweit diese letztere noch vertreten ist. Das Vorkommen am Hintersulzhorn ist dadurch besonders interessant, dass dort das Konglomerat unmittelbar an der Grenze gegen die Globigerinenschiefer auftritt, die man als der Taveyannazserie aufgeschoben ansehen muss. Es sieht aus, wie wenn es sich hier um eine Schuttablagerung an der Obergrenze des NHF handeln würde, welche sich unmittelbar vor Einsetzen der grossen Gleitbewegungen des Flysches gebildet hat. Mit Brückner müsste man annehmen, dass das mächtige Delta des jüngeren NHF, der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe, gegen S hin über der Taveyannazgruppe rasch auskeilt, sodass in einem gewissen Ablagerungstreifen nur die letztere allein noch vorhanden ist und die Serie des NHF also schon an der Oberkante der eigentlichen Taveyannazsandsteine ihren natürlichen oberen Anschluss findet. Etwas weiter südlich müssen dann auch die letzteren auskeilen. In dem Ablagerungstreifen,

wo die Taveyannazgruppe allein noch abgelagert wurde, war es nun sehr gut möglich, dass bei der herannahenden Trockenlegung plötzlich grobes Material aus dem S herangeführt werden konnte.

Während für die jüngeren Gruontalkonglomerate (siehe Komponentenliste in J. SCHUMACHER, 1949) die Anwesenheit von sedimentären Geröllen aus dem nordhelvetischen Ablagerungsraum (neben solchen von südhelvetischen Nummulitenkalken) darauf hinweist, dass auch das Kristallinmaterial eventuell aus einer Schwelle im Bereiche des Aarmassiv herkommen könnte, so haben wir für die hier besprochenen Konglomeratvorkommen keine solchen Hinweise. Das Altkristallinmaterial ist in den Konglomeraten vom Scheidseeli und Hintersulzhorn, wie auch im Gruontalkonglomerat und den Konglomeraten des Sardonafliesches, von einem banalen Typ, für welche eine ursprüngliche Heimat nicht ohne weiteres angegeben werden kann. Wie für die letzteren Konglomeratvorkommen wird sich das Herkunftsproblem nur auf Grund einer speziellen vergleichend-petrographischen Studie vielleicht lösen lassen. Auf jeden Fall sind auch hier keine bunten Granite vorhanden, die mit den Typen im Habkernflysch und in den Konglomeraten der oligocänen Molasse verglichen werden könnten. Es bestehen keine zwingenden Gründe für eine Herkunft aus einer Schwelle des Aarmassivs. Wenn man bedenkt, in wie grossem Masse schon die ältesten Molassekonglomerate aus Flyschkomponenten bestehen, so ist es durchaus denkbar, dass unmittelbar vor dem Einsetzen der Gleitbewegungen, durch welche der "eingewickelte Glarner Flysch" ins Dach des NHF verfrachtet wurde, Abtragungsvorgänge im süd-ultrahelvetischen Flyschbereich eingesetzt haben, durch welche Altkristallinmaterial z.B. aus den äusserst groben Kristallinkonglomeraten des Sardonafliesches auf eine dritte Lagerstätte am oberen Abschluss der Taveyannazgruppe gelangt sein könnten. Die Konglomeratvorkommen in der Taveyannazgruppe sind immerhin von so lokaler Ausdehnung, dass eine solche Quelle für deren Erklärung durchaus genügen könnte.

d) Das "Unterste Dachschieferband" und der "Basale Altdorfersandstein"

Im Dach der ziemlich geschlossenen Sandsteingruppe mit Taveyannazsandsteinen der Typen II - III, - auf welchen Komplex ich die Bezeichnung "Taveyannazgruppe" reduzieren möchte - folgen überall die ersten mächtigeren, einheitlichen Dachschieferbänder. Es entwickelt sich ein Komplex, der aus solchen Bändern, welche jeweilen bis einige Zehner von Metern Mächtigkeit erreichen, und zwischengeschalteten Sandsteinabschnitten von analogen Dimensionen gemischt ist. Im Sinne der Definitionen von Vuagnat entsprechen diese Sandsteine vielfach noch dem Typus IV und solche petrographischen Typen IV kommen vielfach sogar nach stratigraphisch oben hin auch noch oberhalb des Bereiches vor, auf den ich die Bezeichnung "basaler Altdorfersandstein" anwenden möchte. Die rein petrographische Verwandlung der Sandsteine zwischen typischem Taveyannazsandstein vom Typus II, mit über 50 % Effusivmaterial, über den Typus IV bis zum polygeneren "Grès du Val d'Illiez" mit den typischen "diabases albito-chloritiques à structure sphérolitique fibroradiée" geht eben sehr gleichmässig und langsam vor sich. Diese petrographische Entwicklung erscheint so gleitend, dass man das Bedürfnis empfindet, feldgeologisch noch andere Kriterien zu verwenden, um zu einer wenigstens rohen Einteilung der über der Taveyannazgruppe gelegenen Komplexe der nordhelvetischen Flyschschichtreihe zu gelangen.

Das erste Auftreten von Dachschieferbändern von einigen Zehnern von Metern Mächtigkeit im Dach der eigentlichen "Taveyannazgruppe", zusammenfallend mit dem endgültigen Aussetzen der Sandsteine der Typen Tav. II - III, erscheint als eine recht günstige Grenze, mit welcher man die eigentliche "Taveyannazgruppe" jedenfalls für die Zwecke der Kartierung gegen oben abschliessen kann. Ausserdem sind die dazwischen gelagerten Sandsteine von einem speziellen Typus, welcher sich leicht erkennen und auch von den höheren Altdorfersandsteinen feldgeologisch unterscheiden lässt.

Im Grossen wittern die Wände aus "Basalem Altdorfersandstein" bläulicher an, als die Wände der eigentlichen Taveyannazsandsteine Typen II - III und andererseits schwärzlicher, als die grauen Wände der höheren Altdorfersandsteine. Im Handstück sind es schwärzlichblaue, reichlich Tonfetzen führende, blättrig zerfallende, feinsandige, nur selten zähe Altdorfersandsteine. Die grobkörnigeren Varietäten sind etwas härter und führen milchfarbigen, gut gerundeten Quarz. Typischer sind jedoch die feinsandigeren Ausbildungen, welche man oft als stark sandige Dachschiefer mit Milchquarzkörnern beschreiben könnte. Im Dünnschliff präsentieren sie sich im petrographischen Sinne als typische Tav. IV - Sandsteine. Charakteristisch sind blassgrüne Chloritkörner mit lavendelblauer Interferenzfarbe. Dunkle Gemengteile aus Effusivgesteinen sind als Komponenten sehr selten und nur durch Körner ihrer Zersetzungsprodukte als violettbraunes Karbonat vertreten.

Sandsteine dieses Typus findet man manchmal als Einzelbänke oder als Bankgruppen schon innerhalb der eigentlichen Taveyannazgruppe (zum Beispiel Schicht (9) im Bodenbachprofil Nr. 15). Im letztgenannten Vorkommen beschränkt sich die Verbreitung dieser typischen Sandsteinausbildung auf eine Schichtgruppe von ca. 20 m am Oberrand der eigentlichen Taveyannazgruppe, doch dürften sie im tektonisch und durch Versackung stark gestörten Unterbau des Chilchenstocks grössere Verbreitung haben. Im Schäferhüttli-Profil am Richetlipass sind diese Sandsteine als Bänke innerhalb einer Schichtgruppe von 35 m Mächtigkeit vorhanden. Gegen E scheint die Mächtigkeit zuzunehmen; denn im Gebiet der Falten des Tierbodenhorns (SA) (Erbsalp - Bischofalp) ist diese Schichtgruppe mit etwa 60 m Mächtigkeit stärker vertreten.

Innerhalb des 100 - 200 m mächtigen Bandes von Dachschiefer, das sich im Dach der Taveyannazgruppe der Vorstegstockscholle vom Richetli bis zum Schlössliturm hineinzieht und den überschobenen Taveyannazsandstein der Leiterbergscholle trägt, findet man basalen Altdorfersandstein in Form von tektonisch zerissenen Linsen. Dasselbe Band mit Linsen von basalem Altdorfersandstein trennt den Taveyannazsandstein der Erbserstockplatte und die Leiterbergscholle auch auf der E-Seite der Leiterbergkette voneinander und zieht sich oberhalb Wichlen hindurch in die Basis der Rütersegg. Auf diese Weise tritt die Zone der basalen Altdorfersandsteine nach E in Verbindung mit dem Flysch S von Elm. Die Sandsteinkomplexe im letzteren dürften zum grossen Teil zu grösserer Mächtigkeit angeschwollenen basalen Altdorfersandstein darstellen.

Die basalen Altdorfersandsteine bilden die ersten Sandsteinbänke innerhalb der bedeutenden Dachschieferbänder, welche sich überall an der Obergrenze der eigentlichen Taveyannazgruppe einstellen. Anteilsmässig spielen diese Sandsteinbänke in dieser ersten Schichtgruppe oberhalb der eigentlichen Taveyannazgruppe gegenüber den Dachschiefen eher eine untergeordnete Rolle. Dies zeigt sich schon daran, dass diese Schichtgruppe auf der Linie Guetbächi - Richetlipass - Wichlenmatt sich als ausgesprochene morphologische Längsdepression ausdrückt. Auch in den Wänden der Leiterbergkette zeichnet sich die trennende Zone mit Linsen von basalem Altdorfersandstein zwischen den Taveyannazsandsteinen der Vorstegstockscholle und Leiterbergscholle als ausgesprochenes Band ab. Man zögert deshalb, von einem "Schichtabschnitt des basalen Altdorfersandsteins" zu sprechen, da derselbe innerhalb der Gesamtmasse der Altdorfersandstein-Dachschiefer-Gruppe eher die Bezeichnung eines "Untersten Dachschieferbandes" verdient. Die Umschreibung als "Unterstes Dachschieferband mit Bänken des basalen Altdorfersandsteins" wäre die korrekteste Bezeichnung für diesen Schichtkomplex.

Gegenüber höheren Dachschieferzonen des Gesamtkomplexes der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe unterscheidet sich dieses "unterste Dachschieferband" nicht nur durch die charakteristischen Sandsteinvaritäten, sondern durch das verbreitete Vorkommen nicht rein toniger, glatter, sondern ausgesprochen sandiger Dachschiefer, welche durch alle Uebergänge mit den Bänken des basalen Altdorfersandsteintypus verbunden sind. Es herrscht also gegenüber den höheren Teilen der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe, wo Sandsteinbänke und Dachschiefereinlagerungen säuberlicher getrennt sind, hier eine schlechte Sortierung der feineren klastischen Komponenten.

Die ursprüngliche Mächtigkeit dieser Gesteinszone ist schwer anzugeben, denn es geschah gerade in diesen ersten inkompetenten Horizonten über dem kompetenteren eigentlichen Taveyannazsandstein bedeutende relative Verschiebungen des gesamten jüngeren Komplexes der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe gegenüber der Unterlage der Taveyannazgruppe. Wegen dieser Verschiebungen sind die Stellen, wo ein einigermaßen normaler Kontakt zwischen der Obergrenze der eigentlichen Taveyannazgruppe und dem "Untersten Dachschieferband" mit den basalen Altdorfersandsteinbänken vorhanden ist, sehr rar. Im Bodenbachprofil Nr. 15 dürfte die Aufeinanderfolge einigermaßen und im Schäferhüttliprofil Nr. 14 wenigstens annähernd normal sein, wenn auch im letzteren Profil schon eine Disharmonie zwischen dem enggepressten kleinen Gewölbe der Taveyannazsandsteine, welche die Unterlage bilden, und den mit flach nördlichem Einfallen darüber gelagerten Bänken von basalem Altdorfersandstein deutlich ist.

Die Altdorfersandsteingruppe:

e) Die "Untere Dachschieferzone" und die Zone des normalen Altdorfersandsteins (Diesbacher Sandstein)

In der rechten Talflanke des Durnachtales folgt N der Rippe des Schäferhüttchens, in welcher die Bänke des basalen Altdorfersandsteins talauswärts unter den Talboden abtauchen, ein weiteres bedeutendes Dachschieferband. Im Kar des Richetli sind diese Dachschiefer über dem basalen Altdorfersandstein zu bedeutender Mächtigkeit zusammengehäuft. Im übrigen bilden sie bis hinaus nach "Berg" einen beträchtlichen Anteil der unteren rechten Talflanke. Darin eingelagert erscheinen die flachgelagerten bedeutenden Felswände über dem Talabschnitt von Unter-Stafel bis Stafeli. Diese bestehen aus normalem grauem feinkörnigem Altdorfersandstein, welcher unzweifel-

haft normalstratigraphisch über der Zone der basalen Altdorfersandsteine liegt, welche beim Schäferhüttchen zunächst darunter eintauchen und dann talauswärts beim Längstafel als eine langgestreckte Felswand von ca. 100 m Mächtigkeit wieder unter diesen höheren Altdorfersandsteinen nochmals hervorkommen. Diese letzteren sind von den basalen Altdorfersandsteinen auch im Handstück deutlich unterschieden; sie sind glimmerreich, leicht kalkig, und enthalten immer noch einen kleinen Anteil an andesitischen Komponenten. In den liegenden Teilen ist der aus den Ergussgesteinen stammende Anteil an Feldspatkörnern noch ziemlich gross, gegen oben wird der Sandstein quarzreicher. Gegenüber den basalen Altdorfersandsteinen, in denen schwarze Tonschieferfetzen innerhalb der Sandsteine sehr häufig sind, besteht auch der bemerkenswerte Unterschied, dass solche Einschlüsse hier sehr viel rarer sind.

Die normalen Altdorfersandsteine erscheinen innerhalb der Dachschiefer des Unteren Dachschieferbandes als grössere, teilweise zusammenhängendere Sandsteinmassen, welche infolge tektonischer Deformation und Zerreissung, wie die Profile 1:25'000 zeigen, sich in Form grosser Linsen präsentieren; zum Teil liegen die Sandsteine als dünnere Einzelbänke in so enger Wechsellagerung mit dem dominierenden Dachschiefer, dass sie in der Karte und den Profilen gegenüber den letzteren nicht mehr speziell ausgeschieden werden konnten.

Ueber den obersten Bänken vom Typus des basalen Altdorfersandsteins beginnt diese Gesteinszone zunächst mit einem besonders mächtigen und fast sandsteinfreiem Band von normalem reinem Dachschiefer.

Oberhalb des Profils Mättlenrus - Schäferhüttchen ist dieses Dachschieferband zum Beispiel sehr deutlich und im Gebiet Richetli - Richetlipasshöhe zu aussergewöhnlicher Mächtigkeit zusammengehäuft. Aber auch oberhalb dieses reinen Dachschieferbandes, wo normaler Altdorfersandstein in Einzelbänken oder grösseren zusammenhängenden Komplexen sich in die Dachschiefer einzuschalten beginnt, dominieren doch die letzteren über die Sandsteineinlagerungen. Wenigstens im Vergleich mit nachfolgenden höheren Teilen der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe erscheint deshalb der hier besprochene Schichtabschnitt über einige hundert Meter Schichthöhe im Ganzen als eine Dachschieferzone, die man als "Untere Dachschieferzone mit normalem Altdorfersandstein" bezeichnen kann. Das soeben besonders betrachtete "Unterste Dachschieferband" mit seinen Bänken von basalem Altdorfersandstein bildet praktisch nur einen untersten Teil dieser "Unteren Dachschieferzone", der sich aber immerhin anhand der genannten Kriterien doch abtrennen lässt.

Die ursprüngliche Mächtigkeit dieser Unterabteilung der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe ist wegen der tektonischen Störungen schwer einzuschätzen. Während das "Unterste Dachschieferband" mit der Taveyannazunterlage noch einigermaßen in Verband geblieben ist, so haben in dem mächtigen reinen Dachschieferband über den basalen Altdorfersandsteinbänken die bedeutendsten Relativverschiebungen gegenüber der ursprünglichen Taveyannazunterlage stattgefunden. Diese Zone ist deshalb bald stark reduziert, bald durch tektonische Zusammenhäufung und Verfaltung angeschwollen. Immerhin dürfte es sich um den mächtigsten Schichtabschnitt handeln, den wir innerhalb der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe unterscheiden können, und es sind dafür etwa 400 - 500 m ursprüngliche Mächtigkeit anzunehmen. In der bis 800 m hohen Flyschwand der W-Flanke des mittleren Durnachtales scheinen zwei Serien dieser Schichtabteilung übereinander zu liegen, getrennt durch die genannte Platte von basalem Altdorfersandstein, welche vom Längstafel gegen die Sasbergunterlage emporsteigt. Als Unterlage der tieferen Serie erscheint am Talausgang das schon erwähnte kleine Gewölbe von Taveyannazsandstein und basalem Altdorfersandstein.

Die feinkörnigen, serizitreichen Sandsteine, welche in zwei mächtigen Sandsteinzonen, getrennt durch eine 50 - 60 m dicke Dachschieferzwischenlage die Wasserfallstufen am Ausgang des Diestales bilden, gehören demselben Abschnitt der Unteren Dachschieferzone an; weshalb man die normalen Altdorfersandstein-Einlagerungen in dieser Zone auch als "Diesbachsandstein" bezeichnen könnte. Solcher Sandstein bildet den Fuss des rechten Linthtalhanges zwischen dem Ausgang des Durnachtales und demjenigen des Diestales.

f) Altdorfersandsteinzone mit Bänken von grobem Altdorfersandstein.

Die vom Orneli gegen diesen Hangfuss herabsteigenden, in der Erlenrus gut aufgeschlossenen Kaskadenfalten bestehen aus zusammenhängenden Sandsteinkomplexen, die eine beträchtliche Mächtigkeit haben müssen, sodass man von einer eigentlichen Sandsteinzone sprechen kann, welche stratigraphisch offenbar ins Dach der Unteren Dachschieferzone und der Diesbachsandsteine gehört. Charakteristisch für diese Zone ist die Einlagerung von einzelnen dünnen Bänken von sehr grobkörnigem bis kleinkonglomeratischem Sandstein.

In diesem Schichtabschnitt dominieren die Sandsteine ausgesprochen gegenüber den Dachschiefereinlagerungen und er erscheint deshalb gegenüber der "Unteren Dachschieferzone" im Durnachtal als ausgesprochener Sandsteinkomplex.

D. Allgemeine Einteilung, Fossilführung und Alter des NHF

Die Alterszuweisung des NHF ist ein altes und noch stets in Diskussion gebliebenes Problem, dessen bisherige Phasen schon einleitend referiert worden sind. Die voranstehenden Untersuchungen können zu der Lösung das Folgende beitragen.

1. Der Gipfelsandstein des Kistenstöckli und das in seine Basis eingeschaltete Mikrokonglomerat, dessen priabones Alter durch *N. incrassatus* und *Heterostegina helvetica* datiert werden konnte, enthalten noch keinen Detritus von vulkanischen Effusiva. Es bestehen gewisse Argumente dafür, dass dieser Schichtstoss schon dem oberen Priabon angehört.
2. Andererseits findet man die Basis der Taveyannazgruppe an manchen Stellen durch Wechsellagerung mit Globigerinenschiefern stratigraphisch normal verknüpft. Die Sandkalke in dieser als "Uebergangsschichten" zusammengefassten Wechsellagerung enthalten bereits ziemlich reichlich Effusivmaterial. Globigerinen kommen auch innerhalb dieser Sandkalke und auch in den Tav. IV-Sandsteinen vor, mit welcher die geschlossene Serie der Taveyannaz-Sandsteinbänke einsetzt. Aber an manchen Stellen werden Globigerinen auch noch höher in den Tav. IV-Sandsteinbänken gefunden, welche sich als Trennung zwischen die Haupttaveyannazbänke des Typus II einschalten und in solchen, welche die Taveyannazgruppe oben abschliessen. Dagegen wurden in den anschließenden basalen Altdorfersandsteinen bisher keine Globigerinen mehr gefunden. Manche der genannten Sandsteine mit Globigerinen enthalten ausserdem auch Benthosforaminiferen, wie z. B. Milioliden. Neben der eigentlichen Wechsellagerung von Globigerinenschiefern mit den ersten Bänken gröber klastischer Gesteine mit Effusivmaterial, wie wir sie in den Uebergangsschichten an der Basis der Taveyannazgruppe finden, weist auch das Vorkommen von Globigerinen selbst innerhalb der gröber klastischen Tav.gesteine darauf hin, dass an der Grenze von Globigerinenschiefer und Taveyannazgruppe kein plötzlicher, abrupter Wechsel der Sedimentationsverhältnisse stattgefunden hat. Wenn auch die Verbandsverhältnisse zwischen Globigerinenschiefer und der Taveyannazgruppe wegen der an dieser Grenze eingetretenen tektonischen Verschiebungen meistens nicht mehr ganz die ursprünglichen stratigraphischen sind, so weist doch diese überall vorhandene Verzahnung der globigerinenhaltigen Gesteine darauf hin, dass eine ursprüngliche eigentlich transgressive Auflagerung der Taveyannazgesteine gegenüber den Globigerinenschiefern kaum wahrscheinlich ist. Auch wenn man annehmen wollte, dass ein ursprünglicher Transgressionskontakt durch die tektonischen Differentialbewegungen überall verwischt und nicht mehr mit Sicherheit nachweisbar sei, so spricht die nicht nur bankweise Abwechslung von Globigerinengesteinen mit Tav.gesteinen, sondern der Gehalt auch der letzteren an Globigerinen gegen eine solche Hypothese einer ursprünglich scharfen Grenze zwischen Taveyannazgesteinen und der Globigerinenschiefer-Unterlage. Wir konstatieren somit in dieser Hinsicht Uebereinstimmung mit Brückner, welcher ebenfalls inzwischen von seiner ursprünglichen Annahme transgressiver Auflagerung des NHF zurückgekommen ist und nun auch eine fazielle Verzahnung der nach Art eines Deltas vorgebauten Taveyannazserie mit der Globigerinenschiefer-Unterlage annimmt (Brückner, 1952; insbesondere Fig. 1).
3. Nachdem bereits eine grössere Anzahl von in der Einleitung erwähnten Funden von Discocyclinen im Taveyannazsandstein aus der W-Schweiz und den W-Alpen bekannt war, ist es bemerkenswert, dass nun auch im Bodenbachprofil inmitten des Taveyannazsandsteins solche Grossforaminiferen gefunden worden sind. Da bisher noch allgemein daran festgehalten wird, dass die natürliche vertikale Verbreitung dieses Genus die Obergrenze des Priabonien nicht überschreitet, so kommt diesen Funden für die Altersbestimmung des Taveyannazsandsteins eine wesentliche Bedeutung zu, falls man nicht Aufarbeitung annehmen will. Die bisherigen Funde wurden jedenfalls von den betreffenden Autoren als ein Beweis dafür angesehen, dass die Bildung der Sandsteine mit Effusivmaterial noch innerhalb des Priabon einsetzt. Nachdem sich aber nun die Auffassung durchgesetzt hat, dass es sich bei den Taveyannazsandsteinen nicht um das Produkt von Aschenregen, sondern um eigentliche, manchmal sehr grobe Klastika handelt, so ist natürlich die Möglichkeit der Einlagerung dieser Foraminiferen durch Aufarbeitung nicht so ohne weiteres von der Hand zu weisen. Immerhin ist es beachtenswert, dass neben den planktonischen Globigerinen und den Discocyclinen sich auch andere Benthosforaminiferen in denselben Taveyannazgesteinen eingelagert finden.
4. Da auch der Gipfelsandstein des Kistenstöckli priabonen Alters ist, so fragt es sich, in welchem Verhältnis der an seiner Basis ebenfalls noch priabone Taveyannazsandstein zum Kistenstöcklisandstein steht. Brückner ist der Meinung gewesen, dass der Kistenstöckligipfelsandstein bereits den Uebergangsschichten zum Taveyannazsandstein angehöre und mit demselben durch seitlichen Uebergang verbunden sei. Nun zeigt aber der Kistenstöckligipfelsandstein noch gar kein vulkanisches Material und damit sich eine solche Ablagerung gleichzeitig mit den Taveyan-

nazsandsteinen hätte bilden können, müsste man zwischen den beiden Ablagerungsbereichen immerhin einen bedeutenden seitlichen Abstand und gänzlich verschiedenes Liefergebiet des Materials annehmen. Im Bereiche Muttenberge - Muttenstock erhält man aber nicht den Eindruck, dass der Taveyannazsandstein in einem solchen Ausmass gegenüber seiner Unterlage verschoben sei, dass ein solcher Faziesgegensatz zwischen gleichzeitigen Ablagerungen Kistenstöcklisandstein und Taveyannazsandstein vorstellbar wäre. Sowohl das Kistenstöckli wie der Taveyannazsandstein der Muttenberge liegen über demselben Nummulitenkalk-Kreide-Rücken der Cavorgiaschuppe. Offenbar ist einzig die Erklärung möglich, dass der Taveyannazsandstein durchaus jünger sei als der Kistenstöckli-Gipfelsandstein, wenn auch die Einstreuung von vulkanischem Material unmittelbar nach Abschluss der letzteren klastischen Bildung und ebenfalls noch innerhalb des Priabons eingesetzt haben mag.

Auf dieselbe Schwierigkeit stösst man überall, wenn es darum geht, das Verhältnis der Taveyannazsandsteine zu den von vulkanischem Material freien grobklastischen Ablagerungen in den oberen Abteilungen des helvetischen Alttertiärs zu klären. Sie besteht z.B. in den westlicheren helvetischen Regionen auch für das Verhältnis des Taveyannazsandsteins zum Titlisquarzit und zum Hohgantsandstein. Für die Beziehung zum offenkundig jungpriabonen Titlisquarzit kann man noch die Erklärung gelten lassen, dass derselbe von N her - wofür Arbenz Argumente beigebracht hat - in dasselbe Becken geschüttet sein könnte, in welches von S her das Sandsteindelta aus vulkanischem Material vorgebaut wurde; wobei die dazwischenliegende Tiefenlinie des Beckens eine Vermischung des Materials verhindert hätte. Für den Ablagerungstreifen des Hohgantsandsteins der westlicheren helvetischen Alpen ist aber eine solche Erklärung nicht mehr möglich, da derselbe S des Ablagerungstreifens der Taveyannazsandsteine gelegen war und der Transport von vulkanischem Detritus, wenn es sich um eine rein klastische, keine Tuffbildung handelt, doch nur aus inneren Zonen der Alpen herkommen konnte, also die Region des Hohgantsandsteins kreuzen müsste. Hier wird eine Erklärung dadurch erleichtert, dass der Hohgantsandstein doch wohl nur älteres Priabon umfasst, sodass der Taveyannazsandstein, wenn auch ebenfalls noch Priabon, ohne weiteres in seiner Gesamtheit jünger sein kann als der Hohgantsandstein.

5. Für das Kistenpassgebiet muss man nun anerkennen, dass der Taveyannazsandstein der Muttenberge derart ruhig über den Globigerinenschiefern der Cavorgiascholle liegt, dass man nicht den Eindruck erhält, dass er wesentlich von dieser seiner Unterlage abgeschoben sei. Wohl besteht zwischen der steiler südfallenden Schichtstellung der Globigerinenschiefer und der Basis der praktisch horizontal liegenden Uebergangsschichten am Grate Falla Lenn - Muttenberge eine gewisse Disharmonie, aber diese geht nicht über das hinaus, was man an tektonischer Diskordanz zwischen einer kompetenten Schicht und einer inkompetenten Unterlage erwarten muss, insbesondere wo man sich unmittelbar N der heftigen lokalen Verschuppung von Oberkreide und Alttertiär unter dem P. d'Artgas befindet. Es besteht deshalb kein Grund eine weitgehende Verschiebung des Taveyannazsandsteins gegenüber seiner Unterlage, der Cavorgiaschuppe, anzunehmen, insbesondere wo der Kontakt mit den Uebergangsschichten ganz normal erscheint.

Nun findet man in den Globigerinenschiefern unter den Muttenbergen und unter den entsprechenden übrigen S-Ausläufern der Hausstockgruppe bis an den Panixerpass zwar einige Sandkalkbänke stratigraphisch eingelagert, aber doch nirgends mehr eine so bedeutende Sandsteinmasse, wie sie der Kistenstöckligipfel darstellt; mit Ausnahme der erwähnten Sandsteinlinse E unter dem Muttenstock. Hiezu ist aber zu beachten, dass die östliche streichende Verlängerung des Kistenstöckli etwa gegen die Falla Lenn gerichtet ist, wo N dieses Pässchens eine Seewer-Nummulitenkalkschuppe bereits über den Taveyannazsandstein von P. 2895, 2 der Muttenberge hinaufzieht. Es ist also durchaus möglich, dass die Verlängerung des Kistenstöckli bereits über dieser Schuppe zu suchen ist und wegen Abtragung über der Passlücke der Falla Lenn nicht mehr zur Beobachtung kommt. Offenbar stellt ja der Sandstein des Kistenstöckli einen erst an diesem Punkt gegen S hin und zwar mit einem Konglomerat über den Globigerinenschiefern ziemlich unvermittelt sich einstellenden stratigraphischen Horizont dar. Da gegen Ende der Globigerinenschiefer-Ablagerung allgemein eine in Konglomeratbildung und übergreifender Lagerung sich ausdrückende tektonische Unruhe eingesetzt hat, so hat auch das unvermittelte lokale Einsetzen dieser Sandeinschüttung nichts verwunderliches; sie scheint auf diesen äussersten Süden des Gebietes beschränkt zu sein. Wenn dieselbe auch weiter N existiert hätte, so wäre doch anzunehmen, dass davon in den Synklinalkernen zwischen den Schuppen des nördlichen Kistenpassprofils irgendwo Reste gefunden werden müssten. S des Kistenstöckli wird aber die Möglichkeit, das neu einsetzende mächtige Sandsteinglied ausserhalb dieses einzigen Punktes zu beobachten, durch die tektonischen Verhältnisse, die Aufschiebung der subhelvetischen Decke, bereits wieder abgeschnitten. Dafür, dass diese Sandsteinmasse in grösserer Mächtigkeit nur an diesem einzigen Punkte im tiefsten Muldensack zwischen der parahelvetischen Cavorgiaschuppe und der subhelvetischen Ueberschiebung zur Beobachtung kommt, sind offenbar besondere Umstände der ursprünglichen Ablagerungsverhältnisse, der späteren tektonischen und der heutigen lokalen topographischen Konfiguration verantwortlich.

Bei der hier vorliegenden Situation erscheint es nun doch wohl am natürlichsten anzunehmen, dass der Taveyannazsandstein als Ganzes jünger ist als der Gipfelsandstein des Kistenstöckli. Nichts verhindert weiter anzunehmen, dass die Einstreuung von vulkanischem Material unmittelbar nach Abschluss der Ablagerung des Kistenstöckli-Sandsteins und noch innerhalb des Priabon eingesetzt hat.

Einzig in der S-Region des Untersuchungsgebietes, im Gebiet der Mutenstockschollen, wo der Verband der Taveyannazplatten mit der ursprünglichen stratigraphischen Unterlage noch einigermaßen normal ist, hat man überhaupt erwarten können, Argumente für das stratigraphische und altersmässige Verhältnis des Taveyannazsandsteins zu seiner Unterlage zu finden. In allen nördlicher gelegenen Sektoren ist die Abschiebung des NHF, ja schon des basalen Eocäns von der ursprünglichen Unterlage so ausgesprochen, dass man nicht erwarten kann auf Grund der geometrischen Uebereinanderlagerung genauere Schlüsse auf die Altersbeziehungen des Taveyannazsandsteins zu ziehen. Es zeigt sich, dass auch in der aussichtsreichsten Zone am S-Rand des Untersuchungsgebietes die Beziehungen des Taveyannazsandsteins zu dem einzig altersmässig direkt datierten Kistenstöckli-Sandstein nicht unmittelbar beobachtet werden können. Es ist aber möglich, dass man zu weiteren Resultaten kommt, wenn versucht wird, die pelagische Fauna der Globigerinenschiefer zu präparieren und zur Alterbestimmung heranzuziehen.

Für die Altersbeziehungen des ganzen jüngeren NHF besitzt man mangels anderer Fossilfunde nach wie vor nur die Argumente, welche aus dem Charakter der Fischfauna von Matt gezogen werden können und die auch nach den neuesten Angaben immer noch auf unteres Oligocän (Ober-Sannoisien) hinweisen.

V. Die Einschaltungen von S-helvetischem Flysch zwischen N.H.F. und der Ueberschiebung der helvetischen Hauptdecken ("Eingewickelter Glarner Flysch")

Ueber dem NHF folgt bis zu den durch eine Lochseitenkalklage bezeichneten Ueberschiebungsflächen der höheren helvetischen Decken meistens eine "Kontaktzone", an deren Zusammensetzung stark tektonisierte Gesteine verschiedener Herkunft, vor allem Schiefer, beteiligt sind. Diese Schiefer lassen sich nur nach ihrem Mikrofossilgehalt und zuletzt, bei stärkerer mechanischer Beeinflussung, überhaupt nicht mehr unterscheiden.

Oberholzer hat diese Kontaktzone in meinem Untersuchungsgebiet allgemein mit der Farbe des "Wildflyschs" angegeben; er stützte sich dabei auf das Vorkommen von Sandsteinen in dieser Zone, die nach seiner Meinung einen Gegensatz zu der aus Mergelschiefern aufgebauten Zone der "Blattengratschichten" herstellten, sowie auf die "wilde" Lagerung. Nun hat mein Gebietsnachbar Bisig bereits festgestellt, dass es sich bei dieser als "Wildflysch" dargestellten Gesteinszone entlang der südlichen Unterlage der Verrukanodecke der Kärpfgruppe grösstenteils um tektonisch mitgenommene Gesteine des Blattengratflysches handelt, wie dies auch durch die darin enthaltenen Nummulitenkalkbänke angezeigt wird, welche Oberholzer ebenfalls noch innerhalb der Wildflyschfarbe angibt, die aber ganz normale Nummulitenkalke vom Einsiedler-Typus sind. Bisig hat ferner festgestellt, dass Sardona-flysch zwischen dem Blattengratflysch und dem Lochseitenkalk in diesem Gebiet nur noch in kleinen Resten vorhanden ist und gegen W hin unter dem Kärpf überhaupt aussetzt. Entsprechend hat auch Wegmann konstatiert, dass S vom oberen Sernftal der Sardona-flysch noch östlich vom Panixerquerschnitt ebenfalls auskeilt. Es ist also zu erwarten, dass im Untersuchungsgebiet nur noch Blattengratflysch in dieser Kontaktzone gefunden wird.

Wie Bisig gezeigt hat, reicht am Tierbodenhorn P. 2272 S.A. (= P. 2269 der L.K. zwischen Bischofer Kärpf und Erbsen Kärpf) der NHF in "antiklinalen" Falten bis fast an den Lochseitenkalk herauf; der Blattengratflysch hingegen zieht sich in einem ganz schmalen Band unter der Verrukanodecke gegen W bis zum Chalchstöckli. Ein Teil der hier von Oberholzer als Wildflysch kartierten Zone gehört bereits nicht mehr dem Blattengratflysch an, sondern dem unterliegenden NHF und besteht aus Dachschiefern mit tektonisch zerrissenen Sandsteinlinsen. Allgemein besteht die Kontaktzone dort, wo der NHF in den "Antiklinalen" seiner Verfaltung mit dem Blattengratflysch bis nahe an die Ueberschiebungsfläche des Lochseitenkalks heranreicht, zu einem beträchtlichen Teil und in der nördlichsten Zone des Glarner Flysches, wo der Blattengratflysch ebenfalls ausgekilt ist, völlig aus solchen tektonisierten Partien von NHF mit Linsen von Taveyannazsandstein, basalem oder normalem Altdorfersandstein. Sichere Sandsteine des Sardona-flysches konnten nirgends mehr festgestellt werden.

In den S-Gräten der Hausstockgruppe treten auch die Globigerinenschiefer-Bänder, welche die Taveyannazschollen voneinander trennen, stellenweise an die Ueberschiebungsfläche der Verrukanodecke heran und gelangen so in den Bereich der mechanisierten "Kontaktzone". Wenn es schon unter normalen Verhältnissen schwierig ist, nordhelvetische Globigerinenschiefer und die "Fleckenmergel" genannten Globigerinenschiefer des Blattengratkomplexes, dort, wo sie miteinander in Kontakt kommen, voneinander zu unterscheiden, so ist dies im Bereiche der Kontaktzone unter der Verrukanodecke unmöglich. Es ist deshalb sehr schwer zu sagen, inwiefern Blattengratschiefer am Aufbau der geringmächtigen Kontaktzone unter den Deckenklippen des Hausstocks, des Hausstock-S-Grates (Pkte. 2809 und 2856 N Fil dil Fluaz), des Ruchi, P. 3107, teilnehmen und eventuell auf dem Grat der Mittenberge (P. 2895, 2 - P. 2904) noch vorkommen. Ein Schiefer auf dem letztgenannten Punkt hatte eher den Charakter eines "schiste gréseux fauve" und Globigerinenmergel mit kleinen Nummuliten führenden Mergelkalkbänken, welche ich unmittelbar unter der Klippe des Ruchigipfels feststellte, glichen ebenfalls mehr nordhelvetischen Globigerinenschiefern, als solchen des Blattengratflysches. Es ist durchaus möglich, dass auch nordhelvetische Globigerinenschiefer von Stellen her, wo sie mit der Verrukanouberschiebung in Berührung kommen, in der Kontaktzone nach N verschleppt worden sind.

Die Mergelschiefer des Blattengratflysches sind meistens allein dort noch deutlich als solche erkennbar, wo derselbe in den "Synklinalen" der Verfaltungen mit den NHF in grösserer Mächtigkeit zusammengehäuft ist und wo Nummulitenkalklinsen auf die Anwesenheit von Blattengratflysch hinweisen.

Es sind vor allem drei solcher Streifen zu unterscheiden:

1. die "Synklinale" N unter der Lochseitenkalkklippe des Chalchstöckli, im Gebiet der Alp Heustafel.
2. die "Synklinale" N unter der Lochseitenkalkklippe des Scheidstöckli und unter derjenigen des Vorstegstocks. Diese Zone findet ihre östliche Verlängerung unter der Lochseitenkalkklippe des Mättlenstocks.
3. die "Synklinale" zwischen Nüschentock und Ruchi, P 2850, 5.

Ausserhalb dieser Anhäufungszonen geht die Mächtigkeit des Blattengratflyschbandes in der "Kontaktzone" meistens nicht über 100 m hinaus.

Eine Entwirrung der Schieferarten ist aber auch im Bereiche der genannten grösseren Anhäufungen eine schwierige, nur mit zahlreichen An- und Dünnschliffen lösbare Aufgabe. Während es in guten Profilen, wie am Blattengrat selbst, ohne weiteres möglich ist, die oberkretazischen und die tertiären Mergelschiefer (Fleckenmergel) im Felde auseinanderzuhalten, so ist dies bei dem höheren Grade der Durchschieferung auch der grösseren Blattengratflyschreste in der "Kontaktzone" meistens ausgeschlossen. Auch Bisig ist dies von der Unterlage des Kärfp an gegen den Richtlipass nicht mehr gelungen und er hatte den Eindruck, dass hier nur noch die tertiären Globigerinenschiefer (Fleckenmergel) des Blattengratflysches allein vorkämen. Auch unter der Sasbergklippe scheinen ausschliesslich solche tertiäre Blattengratschiefer noch vorhanden zu sein.

Am dennermergel des Blattengratkomplexes konnte ich mit Sicherheit nur auf Bodmen (linke Durnachtalseite) erkennen, in Verbindung mit den dortigen Nummulitenkalkwändchen, welche sich bereits im Bereiche der grossen, vom Guetbächi-Kamm abreisenden Sackungsmasse befinden. Es sind blaufarbige, fettige "Knötchenschiefermergel" ohne Sandsteineinlagerungen, die rostige längliche Stäbchen und pyritische Knollen enthalten.

Stratigraphisch sind vor allem die Linsen von Nummulitenkalke interessant, welche wir in allen drei Anhäufungszonen des Blattengratflysches in die Schiefer eingeschaltet finden.

In der nördlichsten Zone werden solche von Oberholzer in der Alp Heustafel und bei Bodmen erwähnt. Es handelt sich bei dieser "Synkinalzone" um die westliche Fortsetzung der Anhäufung von Blattengratflysch in der Bischofalp und die eingelagerten Nummulitenkalke sind wie dort Linsen normaler Einsiedlerkalke, welche je nach ihrem Umfang verschiedene Niveaux aus dem Normalprofil der Einsiedler Entwicklung des Untereocäns enthalten können. In den versackten Nummulitenkalkvorkommen auf Bodmen, P. 1770 L.K., konnten beispielsweise ein "Granulosa-kalk" (Niveau mit *Ass. placentula*) und ein Niveau mit *N. kaufmanni* und *N. obesus* erkannt werden, also Horizonte aus der normalen Entwicklung der Einsiedlerkalke.

In den unter 2) und 3) aufgeführten südlicheren Zonen konnten keine typischen Einsiedlerkalke mehr festgestellt werden, sondern Nummulitenkalke und -Grünsandlinsen von anderem Charakter. Die Detailverhältnisse in dem einen, nicht leicht zugänglichen Vorkommen solcher Linsen, in der Lücke P. 2594 (Koord. 724 000/194200) N vom Scheidstöckli, sind im Profil (Fig. 3) p. 126 dargestellt worden. Ein Zug analoger Nummulitenkalklinsen steigt in der Muldenzone 3) E unter dem Gipfel des Rüchi, P. 2850,5 schief gegen das Kar des Scheidseeli herunter und ist leichter zugänglich (Koord. 720 500/192 300).

An beiden Stellen schwimmen die Nummulitengesteine als Linsen innerhalb von Globigerinenschiefern, wobei es kaum möglich ist zu sagen, ob es sich hier um den Typus nordhelvetischer Globigerinenschiefer oder südhelvetischer Fleckenmergel handelt. In der südlichen Zone, in der Mulde zwischen dem Rüchi und dem Nüschenstock, sind meiner Ansicht nach als Trennung zwischen der Taveyannazscholle des Nüschenstocks (Hausstockscholle) und derjenigen unter dem Rüchi (Vorstegstockscholle) normale nordhelvetische Globigerinenschiefer eingeschaltet und die Nummulitenkalklinsen E unter dem Rühigipfel sind synkinal, infolge der nachträglichen Verfaltung von NHF und aufliegendem südhelvetischem Flysch, in diese nordhelvetischen Globigerinenschiefer eingefaltet. Welche Ausdehnung aber südhelvetischen Globigerinenschiefern in Begleitung dieser Nummulitenkalklinsen zuzuschreiben ist, kann schwer gesagt werden; in der Profiltafel wurden solche Schiefer in Begleitung der Nummulitenkalklinsen schematisch eingetragen.

Unter dem Grat Rüchi - Scheidstöckli - Vorstegstock scheint der Taveyannazsandstein der Vorstegstockscholle im Anschluss an seine muldenartige Umbiegung unter dem Rüchi verkehrt zu liegen und nach topographisch oben mit "Uebergangsschichten" verbunden zu sein. Es ist deshalb auch möglich, dass selbst verkehrt liegende nordhelvetische Globigerinenschiefer im Vorkommen N unter dem Scheidstöckli vorhanden sein können, aber dort ebenfalls von Fleckenmergeln, welche die Nummulitenkalklinsen begleiten, nicht unterschieden werden können.

Was nun diese letzteren selbst betrifft, so sind sie in beiden genannten Zonen von analogem Charakter. Z.T. sind die Kalke durch die tektonische Beanspruchung derart gequält, dass nur noch ein Kalzitgekröse übrig geblieben ist und der ursprüngliche Gesteinscharakter und der Fossilinhalt kaum mehr erkannt werden kann. Unter den besser erhaltenen Gesteinspartien konnten aber folgende Typen unterschieden werden:

1. Gallensiskalk: geschieferter Nummulitenkalk von fahl graubräunlicher Farbe, mit:

N. gallensis Arn. Heim, 1908, A- und B-Form

N. ?, aus der Lorioligruppe, B-Form

Fundort: N Scheidstöckli und oberhalb Scheidseeli

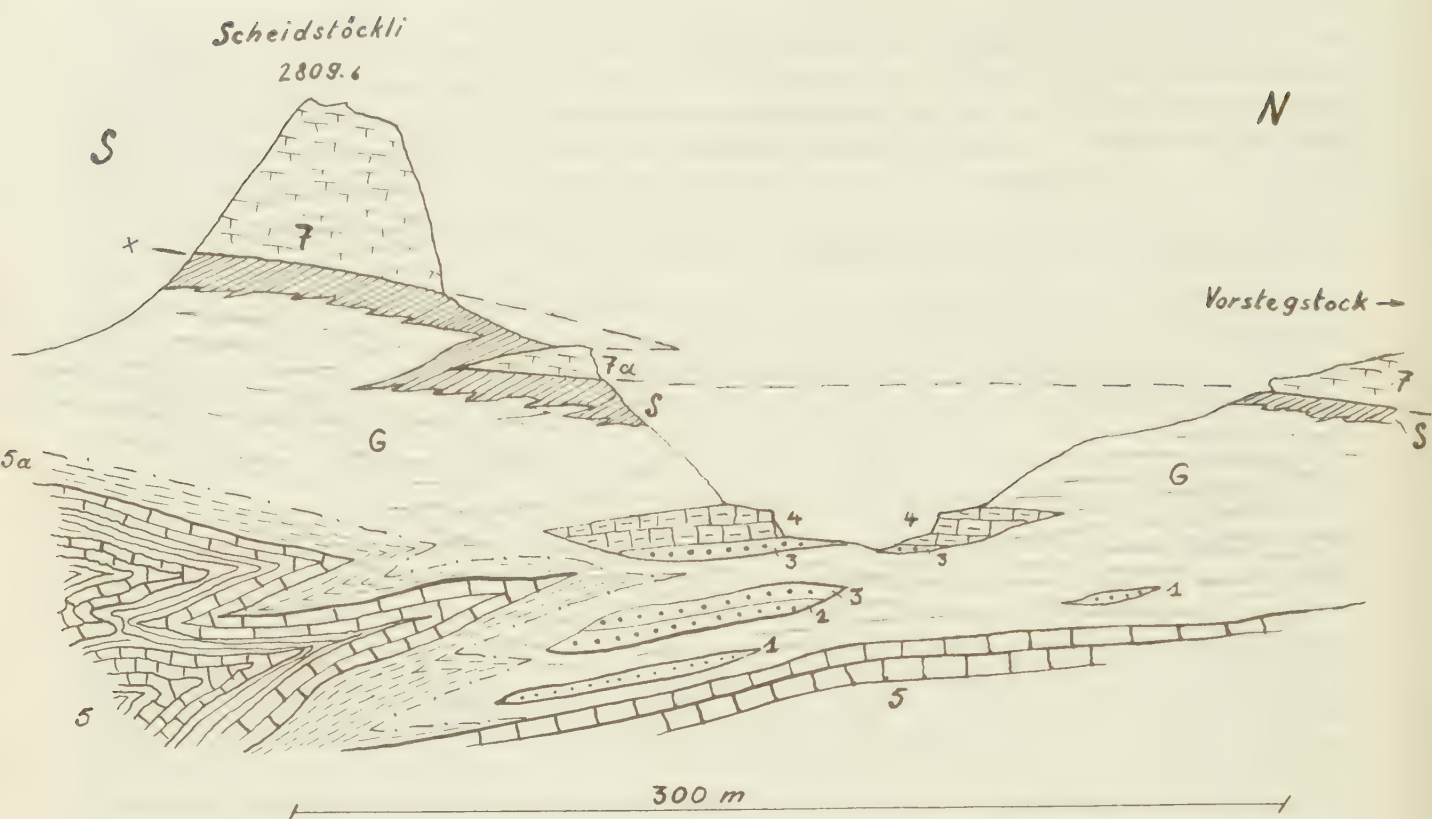


Fig.3 Schürflinge von Nummulitengesteinen nördl. des Scheidstöckli

- 1 rostigverwitternder Grünsand mit *N. gallensis* Arn. Heim und grossen Discocyclinen
- 2 steriler Grünsand
- 3 plattiger Grünsand mit *N. gallensis* Arn. Heim
- 4 geschieferter Nummulitenkalk, etwas mergelig, mit *N. gallensis* Arn. Heim
- 5 Taveyannazsandsteinserie der Vorsteigstockscholle mit Dachschieferzwischenlagen
- 5a "Uebergangsschichten" der Vorsteigstockscholle-Taveyannazsandsteinserie, teilweise in verkehrter Lagerung
- G Globigerinenmergel ("Stadschiefer", "Fleckenmergel", gemischt)
- S äusserst stark tektonisierte, schwärzliche Kontaktschieferzone unmittelbar unter der Glarner Hauptüberschiebung, d.h. unter dem Lochseitenkalk
- 7 heller Lochseitenkalk
- 7a dunkler Lochseitenkalk

2. Gallensisgrünsand

a) stark rostig verwitternder zäher Grünsand mit:

N. gallensis Arn. Heim, 1908

Ass. spira de Roissy

Ass. sp., ? *Ass. laxispira* = "*granulosa* var. *major*" Arn. Heim

Discocyclina sp., ? *D. pratti*, 25 - 30 mm Ø, discusförmig.

Fundort: Lücke N Scheidstöckli

b) Etwas kalkiger, bräunlicher Grünsand mit:

N. gallensis Arn. Heim, A- und B-Form

Ass. spira de Roissy, A- und B-Form

grosser radiater Nummulit, ähnlich *N. kaufmanni*

Discocyclinen, max. 12 mm Ø

Fundort: Lücke, N Scheidseeli

c) feinkörniger, ebenplattig brechender, nicht rostig verwitternder Grünsand mit:

N. gallensis Arn. Heim, allein B-Form

Fundort: N Scheidstöckli und oberhalb Scheidseeli

d) schwach glaukonitischer Sandkalk, stark kalzitisiert, mit massenhaft lagig angeordneten

Ass. exponents J. de C. Sowerby, A- und B-Formen

Fundort: oberhalb Scheidseeli

Die Synklinalzone 3) unter der Rüchi zieht sich nach NE hinüber in diejenige in der Lücke zwischen Hausstock und Mättlenstock und unter der Lochseitenkalkklippe des letztgenannten Gipfels. Auch hier findet man in die Globigerinenschiefer auf der E-Seite des Grates gegen Wichlen einen Zug von Nummulitenkalklinsen eingelagert, der demjenigen über dem Scheidseeli völlig analog ist. Es wurde auch hier ein mit dem Typus d) übereinstimmendes Gestein mit *Ass. exponents* gefunden. Ausserdem tritt ein sandiger, mürb und schwärzlich verwitternder *Discocyclinen*kalk auf, mit raren *Discocyclinen* von nicht über 20 mm Ø. Welcher Anteil von den Globigerinenschiefern der Mulde mit diesen Nummulitenkalklinsen zusammengehört, kann auch hier nicht gesagt werden; in den Profilen wurde eine hypothetische Abgrenzung eingetragen.

Die in diesen beiden südlichen Zonen gefundenen Linsen von Nummulitengesteinen entstammen offenkundig derjenigen Fazieszone des helvetischen Eocäns, welche LEUPOLD (1938) die "Zone der Gallensisgrünsande" und "Zone der Gallensiskalke" genannt hat. Diese Zonen vermitteln mit ihrer Ausbildung des basalen Mitteleocäns zwischen der "Zone der mehrfachen Grünsande" (südlichste Mürtchenfazies) und der Einsiedlerfazies.

Nur am Aubrig findet man die Gallensisgrünsande noch in direktem Verband mit ihrer tieferen Kreideunterlage, im übrigen finden sie sich, da sie auf die beweglichen Amdenerschichten transgredieren, in weitgehend abgeschobenen Flyschpartien vom Charakter des Einsiedler- oder Blattengratflysches, z.B. im Randflysch des Flybaches, in der Fähhorn. Die Gallensiskalke erscheinen am Lowerzersee als nördlichste, tiefste Riffzüge (Insel Schwanau) in der dortigen Zone von Einsiedler Flysch, sodass diese Ausbildung offenbar derjenigen der zur Hauptsache untereocänen Einsiedler Nummulitenkalke im ursprünglichen Ablagerungsraum unmittelbar nördlich benachbart gewesen sein muss, wie dies Leupold in seinem Faziesabwicklungsschema von 1938 dargestellt hat. Es handelt sich also um eine im helvetischen Ablagerungsraum bereits sehr südlich gelegene Fazieszone.

Da aber bekanntlich die Fazieszonen des Alttertiärs wegen ihrer Abweichung vom helvetischen Faltenstreichen gegen E in immer nördlichere tektonische Bereiche vorrücken, so muss man sich fragen, ob diese Gesteine hier eventuell aus dem Muldensack unter den helvetischen Hauptdecken stammen könnten oder ob es sich um eingewickelte Massen von der Art des Blattengratkomplexes handelt. Nun entwickeln sich, soviel man weiss, die Grünsande des Mitteleocäns im Bereiche der parahelvetischen Falten des Calandasystems gegen S hin nur bis zum Typus der "mehrfachen Exponensgrünsande". Von ihrer Unterlage abgelösten Massen von Oberkreide- und Globigerinenschiefern mit Einlagerungen von solchen Exponensgrünsanden findet man im Bereich der obersten Calandafalten an vielen Orten, zum Beispiel an Fuorcla Raschiglius und in Segnes sura (vergl. BLUMENTHAL, 1911, und OBERHOLZER, p. 403-406). Hierzu gehört auch die grössere abgeschobene Schiefermasse mit Exponens-Grünsandbänken des "Flysches von Martinsmad" (LEUPOLD, 1942, p. 258, R. WEGMANN, 1961, p. 30 ff.) Diese Fazies der obersten und südlichsten Calandafalten ist noch N der Zone der Gallensisgrünsande einzureihen und auch in den östlichsten Vorkommen scheint die letztere Fazies im parahelvetischen Bereich noch nicht erreicht zu werden. Nach einer persönlichen Mitteilung von Prof. Leupold fand er Gallensiskalke analog den hier angetroffenen zuoberst auf dem Grat zwischen P. Sax und Tristelhorn (Ringelgruppe) ebenfalls dicht unter der Verrukano-Ueberschabung als völlig losgelöste Linsen und ohne Beziehung zu den Exponensgrünsanden, welche die unmittelbar darunter liegenden obersten Schuppen des Calandasystems regelmässig umhüllen.

Im ganzen erscheint es also bedeutend wahrscheinlicher, anzunehmen, dass die besprochenen Nummulitenkalklinsen wohl, samt zugehörigen Globigerinenschiefermassen, deren Abgrenzung aber schwierig ist, bereits zu den "vorüberschobenen" oder "eingewickelten" Flyschmassen vom Stil des Blattengratkomplexes gehören und nicht aus dem Muldensack unter der helvetischen Hauptdecke abzuleiten sind. Vielleicht handelt es sich um eine erste Stirnwelle des Divertikels des Blattengratflysches, die bei der "Vorüberschiebung" dieser Flyschmassen auf den NHF von der, aus der nächst südlicheren Fazieszone der Einsiedlerkalke stammenden Hauptmasse des Blattengratkomplexes überholt und überfahren worden ist; sodass nun die Nummulitenkalke von Einsiedlerfazies in der "Synklinalzone" 1) (Heustafel, Bodmen) eine ursprünglich südlichere Fazies zeigen, als die Gallensis-Gesteine in den Synklinalzonen 2) und 3). Auf jeden Fall sind die letzteren auf ganz analoge Weise, durch spätere gemeinschaftliche Verfaltung, als "Muldenzonen" in den NHF eingespinnt worden, wie dies für den Blattengratflysch der nördlichen Synklinalzone 1) des Untersuchungsgebietes der Fall ist und überhaupt allgemein in den Beziehungen des Blattengratkomplexes zu der NHF-Unterlage beobachtet werden kann.

VI. Diskussion und Zusammenfassung der Ergebnisse

A. Alter und Faziesabwicklung der transgredierenden Nummulitenbildungen in den parautochthonen Schuppen des Kistenpassgebietes.

1. Die Erosionsfläche, an welcher die Nummulitenbildungen der Kreide transgressiv auflagern, hat einen unregelmässigen Verlauf. Im Prinzip greift das Alttertiär, wie bekannt, von N nach S vom Oehrlikalk bis auf die Seewerschichten über; die Abtragungsfläche verläuft aber nicht ganz regelmässig, sondern es sind darin lokalisierte, erodierte Buckel zu beobachten, auf denen das Alttertiär wieder auf tieferen Kreidehorizonten liegen kann, als unmittelbar N und S der betreffenden Stellen.

2. Wie an Hand der grossen Nummuliten aus dem Perforatusphylum gezeigt werden kann, welche hier durchwegs durch Formen des Sismondaikreises vertreten sind, gehören die Assilinengrünsande im ganzen Faziesquerprofil des Kistenpasses durchwegs dem mittleren Lutétien an. Sicheres oberes Lutétien ist durch grosse Nummuliten nicht mehr nachgewiesen, sondern jedenfalls bereits in der Fazies der Pectinitenschiefer und nachfolgenden Globigerinenschiefer vertreten. Diese Fazieszone findet sich im benachbarten Schächental aus dem Gebiet der parahelvetischen Schuppen bereits in das Gebiet der subhelvetischen Griesstockdecke vorgerückt. Es ist wahrscheinlich, dass weiter westlich auf dem Rücken der Wildhorndecke der Zentralschweiz eine analoge Fazieszone der mächtigen Entwicklung des mittleren Lutétien unterschieden werden kann, die in der Lutétien-Einteilung von J. SCHUMACHER (1948), welche nur Oberes und Unteres Lutétien (Uroniensis-Schichten) unterscheidet, nicht figuriert. Die in dieser Schichthöhe gefundenen und dafür charakteristischen Nummuliten sind keine echten *N. uroniensis* vom Typus Sisikon, sondern bereits höher entwickelte Formen. Die eine davon entspricht dem Typus von *Nummulites aturicus* Joly & Leymerie von der Typuslokalität Fontaine de la Médaille. Eine andere Form entspricht dem, was bisher meistens unter dem Namen "*N. sismondai* d'Archiac" verstanden worden ist, jedenfalls den Exemplaren aus der Fundstelle Ciupio bei San Giovanni Ilarione, woher die von de la Harpe unter diesem Namen beschriebenen Nummuliten stammten. Eine dritte Form wird auch an anderen Fundstellen der Zentralschweiz gefunden (z.B. im Grünsand des Vitznauerstockes, Material F.J. Kaufmann), ist aber dort bisher (weder von de la Harpe noch von Arn. Heim) von dem Typus von *N. uroniensis* von Sisikon unterschieden worden, sollte aber vom letzteren getrennt gehalten werden. Das Auftreten der beiden erstgenannten Formen ist typisch für mittleres Lutétien und auch die Weiterentwicklung der letztgenannten Form gegenüber *N. uroniensis* von Sisikon weist auf einen gegenüber den typischen Uroniensis-Grünsanden (Unteres Lutétien) bereits jüngeren Horizont hin.

3. Die Nummulitenkalkvorkommen im Bereich der nördlicheren parautochthonen Schuppen des Aarmassivmantels und der Tierfehdkuppel (Erstfeldermassiv) ergeben sich zur Hauptsache als von ihrer Kreideunterlage völlig abgelöste oder mit kleinen Schürflingen der letzteren nach N abtransportierte Linsen, die z.T. völlig frei innerhalb von Globigerinenschiefermassen schwimmen. Die bisher für zugehöriges Tertiär der Tierfehdkuppel gehaltenen Nummulitenbildungen gehören jedenfalls nicht zu dieser Unterlage, sie sind ihrer Fazies nach mit Teilen von unterliegender Kreide ebenfalls aus südlicheren Regionen hergeschoben; wo aber zwischen der zugehörigen Kreide und der mesozoischen Serie der Tierfehdkuppel die trennende tektonische Fläche verläuft, bleibt noch zu untersuchen.

4. Es ergibt sich daraus, dass man über die Ausbildung des eigentlichen, zur Unterlage der Tierfehdkuppel gehörigen Eocäns nicht orientiert ist. Wahrscheinlich transgredieren in diesem Gebiet teilweise Globigerinenschiefer direkt auf die Unterkreide, wie dies von Brückner im Schächental konstatiert worden ist, wo diese Transgression auch durch "Stadschiefer-Konglomerate" mit umgelagerten grossen Lutétien-Nummuliten und Komponenten von helvetischen mesozoischen Kalken angezeigt wird. Im Untersuchungsgebiet wurde ein in seiner Zusammensetzung analoges Mikrokonglomerat im höheren Teil des Globigerinenschiefer gefunden, an deren Grenze gegen den Sandstein des Kistenstöckligipfels. Dasselbe ergibt sich nach Mikrofossilinhalt als priabonen Alters und es handelt sich um ein weiteres Beispiel der zahlreichen Konglomeratvorkommen mit Komponenten aus helvetischen Sedimentgesteinen innerhalb der Globigerinenschiefer, welche Brückner in mehreren Publikationen beschrieben hat. Es besteht eine Wahrscheinlichkeit dafür, dass das Konglomerat des Kistenstöckligipfels mit zu denjenigen dieser Konglomeratbildungen gehört, welche offenbar dem oberen Teil des Priabon (Schimbergschiefer) angehören. Dementsprechend kann der Kistenstöckli-Gipfelsandstein auch nicht als Hohgantsandstein angesprochen werden, sondern ist eine jüngere Bildung, welche man eher mit analogen Sandsteinbildungen des S-Helvetikums ("Intermediärer Flysch" Leupold) in Korrelation setzen kann.

B. Der Bau des nordhelvetischen Flysches

Oberholzer hat seinerzeit erkannt, dass die Taveyannazmassen des Kistenpass- und Panixerprofils in verschiedene Schollen gegliedert sind, zwischen welche sich Globigerinenschiefer einschieben, sodass offenbar verschiedene Taveyannazserien tektonisch übereinander getürnt sind. Er hat in diesem Zusammenhange bereits das Problem aufgeworfen, ob dann nicht die dem Taveyannazsandstein auflagernde Masse des jüngeren "autochthonen" Flysches des Glarnerlandes als eine von diesen stark verschobenen Taveyannazschollen getragene Abschiebungsdecke aufzufassen sei. Ein grosser Teil der vorliegenden Studie war daraufhin angelegt, zu prüfen, ob für eine solche, in ihren Konsequenzen weittragende Folgerung ausreichende und zwingende Beweise gefunden werden können. Am Ende seiner Untersuchungen muss der Verfasser zum Schlusse kommen, dass der Innenbau des NHF noch bedeutend komplexer ist, als es Oberholzer erschien und dass es auf Grund dieser Komplikation schwer ist zu einer jeden Widerspruch ausschliessenden Antwort zu der von Oberholzer aufgeworfenen Frage zu gelangen. Wie es so oft geschieht, konnte zwar für einen Teil der Fragen durch Vermehrung der Terrainbeobachtungen, wie sie sich im Laufe einer eingehenderen Bearbeitung ergeben, eine sicherere Basis gefunden werden. Zugleich aber stellen sich mit der Vermehrung der Beobachtungstatsachen wieder andere, neue Probleme, welche in dem immerhin begrenzten Rahmen eine Promotionsarbeit nicht mehr gelöst werden können. Es besteht also Anlass, hier vor allem eine Gruppe neuer Beobachtungstatsachen zusammen zu fassen und in den weiteren Schlussfolgerungen eine gewisse Vorsicht walten zu lassen.

1. Es besteht kein Zweifel, dass sich diejenige Taveyannazserie, welche ich Vorstegstockscholle genannt habe, in Form der grossen Antiklinalstirn des Windiggewölbes vorne um die Stirn der Torkopfschuppe herum biegt, gegen N zur Tiefe steigt und, wie dies in den tiefen Einschnitten des Linthals und des Durnachtals deutlich sichtbar wird, die Hauptmasse des jüngeren NHF des Glarnerlandes stratigraphisch über sich trägt. Dies ist schon von Oberholzer in seinen Profilen so gezeichnet worden. Es besteht z.B. keine Möglichkeit, eine Ueberschiebungsfläche, welche das ganze Gebäude der Taveyannazschollen über der Torkopfplatte tragen würde, nach N und oben derart über dem jüngeren NHF (Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe) ausmünden zu lassen, dass der letztere als völlig autochthon und nicht weiter verschoben betrachtet, die Taveyannazmassen über einer solchen hypothetischen Schubfläche als deckenartig über den jüngeren NHF gegen N überschoben angenommen werden könnten. Das Verhältnis ist auch hier ganz analog, wie es von Brückner für die Beziehungen zwischen den Taveyannazmassen auf der Hohfaulendecke und den davorliegenden Massen des Altdorfer Flysches postuliert worden ist: wie wir auf Grund kurssorischer Begehung feststellen konnten, taucht auch dort der unmittelbar der Hohfaulenplatte aufliegende Taveyannazsandstein um die Stirn dieser Platte herum gegen N ab und trägt die gesamten jüngeren Teile des NHF. Dass in übereinstimmender Weise wenigstens der tiefere Teil des Altdorfersandsteinflysches von Linthal und im Durnachtal normalstratigraphisch mit der Taveyannazserie der Vorstegstockscholle verbunden und mit derselben auch mechanisch solidarisch ist, darüber besteht kein Zweifel.

2. Da in den Globigerinenschiefern, welche die Unterlage des Taveyannazsandsteins der Vorstegstockscholle bilden, Nummulitenkalldamellen schwimmen, welche ihrer Fazies nach bereits in der Gegend des Mutenwändli von der Kreideunterlage losgerissen sein müssen, so kann die Taveyannazserie der Vorstegstockscholle mit der mesozoischen Unterlage, z.B. mit der Serie der Torkopfschuppe oder der autochthonen Malmkuppel von Tierfehd nicht normal verbunden sein, sondern muss gegenüber dieser Unterlage mindestens soviel gegen N abgeschoben sein, als auch die unterliegenden Nummulitenkalke abgeschoben sind.

3. Die bedeutenden tektonischen Dislokationen, welche das Profil des Durnachtals im N-Abschnitt des NHF aufschliesst, lassen sich wohl wie folgt in einen grösseren Zusammenhang bringen. Was zunächst die Verfallung von NHF und Blattengratflysch im Gebiet der Alp Heustafel betrifft, so muss offenbar die mit Blattengratflysch in grosser Mächtigkeit erfüllte "Mulde" unter dem Kärpf hindurch im Berginnern verbleiben, da man entlang dem S-Rand des Kärpfverrukano zunächst immer nur ein schmales Band von Blattengratflysch entlanglaufen sieht. Oestlich des Kärpf sieht man an der W-Seite des Kars Bischof die Falten des NHF in der Art eines nach N überliegenden Gewölbes bis beinahe an die Verrukano-Ueberschiebung hinaufsteigen, während an der E-Flanke des Kars und in der Alp Empächli der Blattengratflysch grosse Mächtigkeit erreicht und am Hang gegen Elm relativ tief heruntersteigt. Es handelt sich hier um die westliche Fortsetzung von Bisig's und Wegmann's Antiklinale I des autochthonen Untergrundes (Gewölbe des unteren Raminerbaches) und der nördlich anschliessenden Einmündung I des Blattengratflysches, in welche die ganze Masse des Blattengrates selbst eingelagert ist. Mit diesen beiden Elementen dürfte die antiklinale Aufwölbung des NHF unter dem Chalchstöckli und die nördlich davorliegende Blattengratflysch-"Mulde" zu korrelieren sein. Das Streichen dieser tektonischen Elemente einer gemeinschaftlichen Verfallung der grossen Flyschkomplexe ist offenbar weniger stark gegen NE abgedreht als das Axenstreichen im Innern des jüngeren NHF. Es herrscht in

diesen gemeinschaftlichen Falten von NHF und Blattengratflysch die Tendenz, sich ähnlich wie das Erbserstockgewölbe im oberen Sernftal gegen E zurückzuziehen.

Die flache antiklinale Aufwölbung des NHF im vorderen Durnachtal, wie sie sich in dem Wiederauftauchen der Wand von basalem Altdorfersandstein ausserhalb von "Berg" abspiegelt, stellt offenbar ein Abbild der Tierfeldaufwölbung (Erstfeldermassiv) dar. In der nördöstlichen Verlängerung dieser Wölbung liegt die Antiklinale des NHF zwischen Elm und Matt (Stuelegghorn, Gewölbe II von Bisig). Im ganzen ist die Zone N unter der aufgeschobenen Platte von basalem Altdorfersandstein bis hinunter zu dem Taveyannazsandsteindetailgewölbe von Restiberg am Ausgang des Durnachtales eine synklinale Zone, doch findet hier keine tiefe synklinale Einfaltung von Blattengratflysch in den NHF mehr statt, wie sie am Ausgang des Krauchtals (Mulde von Bisig) gefunden wird. Während diese mit den Verhältnissen des tieferen autochthonen Untergrundes in Zusammenhang stehenden grossen Wellen in der Lagerung des NHF zwischen Durnachtal und Sernftal sich in Verbindung bringen lassen, so scheint ein wesentlicher Unterschied andererseits darin zu bestehen, dass aus dem Sernftal abwärts von Steinibach bisher nirgends mehr eigentliche Taveyannazsandsteine bekannt geworden sind. Die im Durnachtal und selbst noch im Diestal weit nach N reichende, die jüngeren Anteile des NHF als Schuppe überlagernde Fahne von Taveyannazsandsteinschürflingen scheint im E völlig ausgekilt zu sein; sie müsste sonst bei nordöstlichem Streichen im Kleintal noch über Matt hinaus reichen. Aber auch von der schuppenartigen Aufeinanderlagerung mehrerer Serien innerhalb der jüngeren Anteile des NHF, wie sie im Durnachtal in einer Ueberschiebung von basalem Altdorfersandstein auf normalen, jüngeren Altdorfersandstein zum Ausdruck kommt, ist aus dem mittlerem Sernftal bisher nichts bekannt geworden. Nach Mitteilungen meines Gebietsnachbars R. Wegmann findet man im NHF am S-Hang des oberen Sernftales zwischen Panixer- und Segnespass-Querschnitt, wo der Elmer Flysch jedenfalls nach den Profilen Wegmanns in sich und zusammen mit dem Blattengratflysch sehr stark verschuppt und verfaltet ist, neben normalem Altdorfersandstein immer noch Typen, welche meinem basalen Altdorfersandstein angehören können. Die stratigraphische Serie des NHF in der hohen antiklinalen Aufwölbung zwischen Elm und Matt wurde bisher immer ohne weiteres als einheitlich und aufrecht angesehen. Es bleibt aber zu untersuchen, ob sich nicht hier auch grössere Komplikationen - wie im Durnachtal - ergeben, wenn man zwischen basalen und normalen Altdorfersandsteinen differenziert.

LITERATURVERZEICHNIS

Vorbemerkung: Ein Grossteil der älteren Literatur, welche bereits in der Literaturzusammenstellung von J. OBERHOLZER (1933) aufgeführt ist, ist im nachstehenden Verzeichnis weggelassen worden. Ebensovienig sind jene Publikationen aufgeführt, welche sich mit den Verhältnissen des NHF in der Südwestschweiz und den Westalpen auseinandersetzen, soweit sie sich in den Zusammenstellungen von M. VUAGNAT (1952) bzw. J.W. SCHROEDER & Ch. DUCLOZ (1955) vorfinden.

- ABRARD, R. (1927): Remarques sur le polymorphisme de Nummulites perforatus MONTF.
Bull. Mus. Nat. Hist. Nat., (Paris), 1927/2
- ABRAD, R. & FABRE, A. (1944): Observations sur la faune de foraminifères de l'Eocène moyen du
Bas-Adour
Bull. Soc. géol. France, (5), 14
- ADRIAN, H. (1915): Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im
Berner Oberland
Eclogae geol. Helv. 13/3
- AGASSIZ, L. (1834): Ueber das Alter der Glarner Schiefer-Formation, nach ihren Fisch-
resten
N.Jb. Min., Geogn., Geol., 1834/3
- ANDEREGG, H. (1940): Geologie des Isentals (Kanton Uri)
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 77
- ARBENZ, P. (1907): Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen
Eclogae geol. Helv., 9/4
- (1920): Ueber den geologischen Bau der Urirotstockgruppe
Mitt. natf. Ges. Bern, 1920
- ARBENZ, P., SCHUMACHER, H.,
& LEUPOLD, W. (1939): Ueber die Zusammensetzung der Wildflysch-Zone bei Engelberg
(Obwalden)
Eclogae geol. Helv., 31/2 (1938)
- d'ARCHIAC, A. & HAIME, J. (1853): Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de
l'Inde, précédée d'un résumé géologique et d'une monographie
des nummulites
Paris (Gide & Baudry)
- BAILEY, E.B. (1936): Sedimentation in Relation to tectonics
Bull. Geol. Soc. America, 47/11
- BALLY, A. (1954): Geologische Untersuchungen in den SE-Abruzzen
Diss. Univ. Zürich
- BALTZER, A. (1882): Sur le grès de Taveyannaz
Arch. sc. phys. nat., (Genève), (3), 8/11
- BECK, P. (1911): Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 29
- (1912): Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen
Faciesgebiet
Eclogae geol. Helv., 12/1
- BECKMANN, J.P. (1954): Die Foraminiferen der Oceanic Formation (Eocaen - Oligocaen)
von Barbados, Kl. Antillen
Eclogae geol. Helv., 46/2 (1953)
- BENTZ, F. (1948): Geologie des Sarnersee-Gebietes (Kt. Obwalden)
Eclogae geol. Helv., 41/1

- BIEDA, F. (1930, 1933) :
Remarques sur la nomenclature et la classification de certaines espèces de Nummulines
Bull. Ac. Polonaise Sc. Lettres, C1 Sc. math.nat., Sér. B, (Krakau)
- (1931) Sur quelques Nummulines des Carpathes Tchécoslovaques
Zvláštní otisk geol. ustavu československé Rep., 7/1
 - (1933) Sur quelques Nummulines et Assilines d'Espagne
Géologie de la Méditerranée occid., 3/28/3
 - (1938) L'espèce Nummulina puschi d'ARCHIAC
Bull. Serv. géol. Pologne, Inst. géol. Pol., 3
- BISIG, W.K. (1957) :
Blattengratflysch und Sardonaflysch im Sernftal nördlich der Linie Richetlipass - Elm - Ramintal - Grosse Scheibe
Diss. ETH Zürich
- BLAINVILLE, H.D. (1823) :
Die versteinerten Fische, geologisch geordnet und naturhistorisch beschrieben (Aus dem Französischen übersetzt von J.E. Krüger) -
Quedlinburg & Leibzig (Basse)
- BLUMENTHAL, M. (1912) :
Der Calanda
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 39
- BOLLI, H. (1945) :
Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken
Eclogae geol. Helv., 37/2 (1944)
- (1951) Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizer Alpen mittels Kleinforaminiferen
Eclogae geol. Helv., 43/2 (1950)
- BOUSSAC, J. (1910) :
Interprétation tectonique du Flysch dit autochtone de la Suisse centrale et orientale
C.R.Ac.Sc., (Paris), 150
- (1911) Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin
Mém. Carte géol. France, Paris
 - (1912) Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin
Mém. Carte géol. France, Paris
- BRÜCKNER, W. (1937) :
Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge
Verh. natf. Ges. Basel, 48
- (1943) Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri)
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 80
 - (1946a) Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral - und Ostschweiz
Eclogae geol. Helv., 38/2 (1945)
 - (1946b) Bemerkungen über die nordhelvetischen Flyschbildungen in der Westschweiz
Verh. natf. Ges. Basel, 57
 - (1946c) Beobachtungen am Kreide-Eocaen-Kontakt südlich von Linthal (Kt. Glarus)
Eclogae geol. Helv., 39/1
 - (1952) Globigerinenmergel und Flysch, ein Beitrag zur Geologie der jüngsten helvetisch-ultrahelvetischen Ablagerungen der Schweizer Alpen
Verh. natf. Ges. Basel, 63

- BUXTORF, A. (1918) : Ueber das mutmassliche Vorhandensein jung-cretacischer oder alt-eocäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen
Eclogae geol. Helv., 14/5
- (1924) Geologie des Pilatus
Verh. schweiz. natf. Ges., Luzern
- (1933) Taveyannazsandstein im subalpinen Flysch des Pilatusgebietes
Eclogae geol. Helv., 26/2
- CADISCH, J. (1953) : Geologie der Schweizer Alpen
Basel (Wepf)
- COLLET, L.W. &
PAREJAS, E. (1926) : Le Nummulitique de Platé et de Sales (Chaîne des Fis, Haute-Savoie)
C.R. Soc. phys. hist. nat., (Genève), 43/3
- CUSHMAN, J.A. (1950) : Foraminifera, their classification and economic use
4th ed. - Cambridge (Harvard Univ. Press)
- DEB, S. (1935a) : Sur la découverte d'un Orbitoïde dans le grès d'Annot (Alpes-Maritimes) et sur ses conséquences
C.R. Ac. Sc., (Paris), 201/19
- (1935b) Sur la découverte de nummulites dans les grès nummulitiques des Alpes-Maritimes et sur l'origine de cette série de couches
C.R. Ac. Sc., (Paris), 201/21
- DOUVILLÉ, H. (1906) : Evolution des Nummulites dans les différents bassins de l'Europe occidentale
Bull. Soc. géol. France, (4), 6
- (1919) L'Éocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées
Mém. Carte géol. France, Paris
- DOUXAMI, H. (1895) : Tertiaire de la Savoie et du Nord du Dauphiné - Feuilles de Chambéry, Grenoble et Nantua
Bull. Carte géol. France, 7
- (1904) Étude sur la Molasse rouge
Ann. Soc. Linn. Lyon, 51
- ESCHER von der Linth, Arn. (1834 - 1872) : Geologische Tagebücher
dep. Geol. Inst. ETH Zürich
- (1846) Gebirgskunde
In: O. HEER und J.J. BLUMER-HEER: Der Canton Glarus
Hist.-geogr.-stat. Gemälde der Schweiz, 7
- ESCHER von der Linth, Arn. & AGASSIZ, L. (1839) : Oiseau fossile des schistes de Glaris
Verh. schweiz. natf. Ges., Bern
- FAURE-MURET, A. (1955) : Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires
Mém. Carte géol. France, Paris
- FICHTER, H.J. (1934) : Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 69
- FREY, F. (1958) : Geologische Untersuchungen am Chamerstock (Kanton Glarus)
Diplomarbeit ETH, dep. Geol. Inst. Zürich

- FORRER, M. (1949): Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde
Diss. Univ. Basel - Ber. (Jb.) St. Gall. natw. Ges., 73
- FRÖHLICHER, H. & WEILER, W. (1952): Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebuch, Kt. Luzern, und ihre paläogeographische Bedeutung
Eclogae geol. Helv., 45/1
- FURRER, H. (1939): Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe, Berner Oberland
Mitt. natf. Ges. Bern, 1938
- GIGNOUX, M. (1950): Géologie stratigraphique
4me éd. - Paris (Masson)
- GIGON, W. (1952): Géologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme
Diss. Univ. Basel - Verh. natf. Ges. Basel, 63/1
- GUBLER, Y., FLANDRIN, J. & SIGAL, J. (1952): Sur l'âge du "grès d'Annot" dans sa localité-type (Basse-Alpes)
C.R.Ac.Sc., (Paris), 234/12
- HAGEN, T. (1950): Ueber Bruch- und Kluftsysteme und Clivage am Ostende des Aare-Massivs zwischen Tödi und Kistenpass
Eclogae geol. Helv., 42/2 (1949)
- de la HARPE, Ph. (1879): Les Nummulites du Comté de Nice, leurs espèces et leur distribution stratigraphique, et échelles des Nummulites
Bull. Soc. vaud. sc. nat., 16/82
- (1880, 1881, 1883) Étude des Nummulites de la Suisse et révision des espèces éocènes des genres Nummulites & Assilina
Mém. Soc. Pal. Suisse, 7, 8, 10
- de la HARPE, Ph. (- ROZLOZSNIK, P.) (1926): Matériaux pour servir à une monographie des Nummulines et Assilines
Magyar Földt. Intézet Evkönyve, 27/1
- HEIM, Alb. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe
Basel (Schwabe)
- (1882) Fossile Fische von Diesbach
Verh. schweiz. natf. Ges., Linthal
- (1911) Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten (helvetische Decken)
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 31/4
- (1919 - 1922) Geologie der Schweiz
Leipzig (Tauchnitz)
- HEIM, Arn. (1908a) Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen - Versuch einer Revision der alpinen Eocaen-Stratigraphie
Abh. schweiz. pal. Ges., 35
- (1908b) Ueber das Profil von Seewen-Schwyz und den Fund von Habkerngranit im Nummulitengrünsand
Vjschr. natf. Ges. Zürich, 53/1 - 3
- (1910) Ueber die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass, verglichen mit der Fazies der helvetischen Decken
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 24/3
- (1911) Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 31/3

- HELBLING, R. (1938) : Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarner Alpen
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 76/2
- (1948) Photogeologische Studien im Anschluss an geologische Kartierungen
in der Schweiz, insbesondere der Tödi-Gruppe - Mit Beiträgen von
C.F. BÄSCHLIN, H. HÄRRI, J. KREBS
Zürich (Orell Füssli)
- HOLLIGER, A. (1955) : Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des
Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern)
Eclogae geol. Helv., 48/1
- JEANNET, A. (1941) : Geologie der oberen Sihltaler-Alpen (Kt. Schwyz)
Ber. Schwyz. natf. Ges., 3 (1938/40)
- JEANNET, A., LEUPOLD, W.
& BUCK, P.D. (1935) : Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln-Iberg
Ber. Schwyz. natf. Ges., 1 (1932/35)
- JENNY, J.J. (1934) : Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri
Verh. natf. Ges. Basel, 45
- JOLY, N. & LEYMERIE, A. (1848) : Mémoire sur les Nummulites, considérées zoologiquement et
géologiquement
Mém. Ac. Sc. Toulouse, (3), 4
- KAECH, M. (1903) : Notiz über einen neuen Fund von Fischschiefen im Flysch der
schweizerischen Nordalpen
Centralbl. Min., Geol., Pal., 1903
- KAUFMANN, F.J. (1867) : Geologische Beschreibung des Pilatus
Beitr. geol. Karte Schweiz, 5
- (1872) Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz
Beitr. geol. Karte Schweiz, 11
- (1877) Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Schwyz und Zug und
des Bürgenstocks bei Stans
Beitr. geol. Karte Schweiz, 14/2
- (1886) Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünig-
strasse und Linie Lungern-Grafenort
Beitr. geol. Karte Schweiz, 24/1
- KELLER, W.A. (1912) : Die autochthone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 42
- KOBER, L. (1955) : Bau und Entstehung der Alpen
2te Aufl. - Wien (Deuticke)
- KREBS, J. (1925) : Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 54/3
- KRUMBEIN, W.C. &
SLOSS, L.L. (1951) : Stratigraphy and Sedimentation
San Francisco (Freeman)
- KUENEN, Ph.H. &
MIGLIORINI, C.I. (1950) : Turbidity currents as a cause of graded bedding
Jour. Geology, 58/2
- LEUPOLD, W. (1933) : Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen
Flyschbildungen
Eclogae geol. Helv., 26/2
- (1937) : Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein
Eclogae geol. Helv., 30/1

- (1939a) Die Flyschregion von Ragaz
Eclogae geol. Helv., 31/2 (1938)
- (1939b) Studien zur Nummulitenstratigraphie des alpinen und westeuropäischen Alttertiärs
Schlächli-Preisschrift, Manuskript
- (1942a) Stratigraphie und Faziesverteilung des alpinen Alttertiärs
Manuskript
- (1942b) Das Alter des "Wildflyschs"
Verh. schweiz. natf. Ges., 122, Sitten
- (1943) Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein
Eclogae geol. Helv., 35/2 (1942)
- (1944) Feldbuchnotizen vom 28. - 30. Juli
Im Besitze des Verfassers

- LEUPOLD, W., TANNER, H. & SPECK, J. (1943) : Neue Geröllstudien in der Molasse
Eclogae geol. Helv., 35/2 (1942)
- LUTHER, M. (1927) : Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss zwischen Brunnen und Amsteg
Jb. phil. Fak. II, Univ. Bern, 7
- MEYER, H. (1922) : Geologische Untersuchungen im Gebiet der Wageten- und Risetten-Ketten (Kt. Glarus)
Diss. Univ. Zürich
- von MEYER, H. (1839) : Ein Vogel im Kreideschiefer des Kantons Glaris
N. Jb. Min., Geogn., Geol., 1839
- (1855) Schildkröte und Vogel aus dem Fischeschiefer von Glarus
Palaeontographica, 4
- MOESCH, C. (1894) Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und Kienthal
Beitr. geol. Karte Schweiz, 24/3
- MOLLET, H. (1921) : Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern)
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 47/3
- MÜLLER, F. (1941) : Die Tektonik der autochthonen und parautochthonen Schuppenregion östlich des Aaretals, besonders im Gental
Eclogae geol. Helv., 34/1
- MURCHISON, R.I. (1849) : On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians, more especially to prove a transition from Secondary to Tertiary rocks, and the development of Eocene deposits in Southern Europe
Quart. Jour. geol. Soc. London, 5
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. & JÄGER, E. (1957) : Ueber Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz)
Eclogae geol. Helv., 49/2 (1956)
- NIGGLI, P. (1922) : Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge
Schweiz. Min. Petr. Mitt., 2/3 - 4

- (1948, 1952) Gesteine und Minerallagerstätten
Basel (Birkhäuser)
- OBERHOLZER, J. (1930-1938) : Geologische Tagebücher, No. 51 - 57
Manuskript, dep. Geol. Inst. Zürich
- (1933) Geologie der Glarneralpen
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 28
- PARÉJAS, E. (1931) : Révision du Nummulitique autochtone du Mettenberg (Oberland
bernois)
Eclogae geol. Helv., 24/1
- PETTIJOHN, F.J. (1957) : Sedimentary rocks
2nd ed. - New York (Harper & Bros.)
- PEYER, B. (1955) : Demonstration eines fossilen Seesterns aus den Glarner Bergen
Eclogae geol. Helv., 48/2
- PREVER, P. (1902) : Le nummuliti della Forca di Presta nell'Appennino centrale e dei
dintorni di Potenza nell'Appennino meridionale
Mém. Soc. Pal. Suisse, 29
- de QUERVAIN, F. (1928) : Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine
Schweiz. Min. Petr. Mitt., 8/1
- RICHTER, R. (1948) : Einführung in die zoologische Nomenklatur durch Erläuterung der
internationalen Regeln
Frankfurt a.M. (Krauer)
- ROTHPLETZ, A. (1883) : Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheines
Z. deutsch. geol. Ges., 35
- (1898) Das geotektonische Problem der Glarner Alpen
Jena (Fischer)
- ROZLOZSNIK, P. (1927) : Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen
Magyar Földt. Intézet Évkönyve, 26/1
- (1929) Studien über Nummulinen
Geol. Hungarica, Ser. Pal., 1929/2
- RÜEFLI, W.H. (1959) : Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches
im Weisstannental (St. Galler Oberland)
Diss. ETH Zürich
- RÜTIMEYER, L. (1850) : Über das schweizerische Nummulitenterrain mit besonderer
Berücksichtigung des Gebietes zwischen dem Thunersee und der
Emme
N. Denkschr. schweiz. Ges. ges. Natw., 11
- SARASIN, Ch. (1892) : Die Conglomerate und Breccien des Flysch in der Schweiz
Diss. Strassburg 1892 - N.Jb. Min., Geol., Pal., 1891, Bb. 8
- SCABELL, W. (1926) : Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 57/3
- SCHAUB, H. (1951) : Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer
Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten
und Assilinen
Schweiz. Pal. Abh., 68

- (1955) Zur Nomenklatur und Stratigraphie der europäischen Assilinen
Eclogae geol. Helv., 48/2
- SCHAUB, H.P. (1937): Geologie des Rawilgebietes
Eclogae geol. Helv., 29/2 (1936)
- SCHIDER, R. (1913): Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 43
- SCHROEDER, J.W. & DUCLOZ, Ch. (1955): Géologie de la Molasse du Val d'Illeiez (Bas-Valais)
Mat. Carte géol. Suisse, N.S., 100
- SCHUMACHER, J. (1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen
Eclogae geol. Helv., 41/1
- (1949) Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentralschweiz) - Anhang: Zur Herkunft der Gerölle im Gruontalkonglomerat (Zentralschweiz)
Diss. Bern - Mitt. natf. Ges. Bern, N.F., 7
- von SCHUMACHER, P. (1928): Der geologische Bau der Claridenkette
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 50/4
- SCHWEIGHAUSER, J. (1954): Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocaen und Eocaen des Vicentin (Norditalien) mit besonderer Berücksichtigung der Discocyclinen und Asterocyclinen
Schweiz. Pal. Abh., 70/1
- von SEIDLITZ, W. (1932): Hebungen und Senkungen - Ein Schlüsselproblem der Geologie
Naturwissenschaften, 20/32
- SHROCK, R.R. (1948): Sequence in layered rocks
New York & London (McGraw-Hill)
- SODER, P. (1949): Geologische Untersuchungen der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern)
Eclogae geol. Helv., 42/1
- STAEGE, D. (1944): Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern (Kantone Bern und Obwalden)
Eclogae geol. Helv., 37/1
- STAUB, R. (1917): Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 46/3
- (1924) Der Bau der Alpen - Versuch einer Synthese
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 52
- (1928) Der Bewegungsmechanismus der Erde
Berlin (Bornträger)
- (1954) Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie
Glarus (Tschudi)
- STAUB, R. & LEUPOLD, W. (1947): Geologisches Gutachten für das Kraftwerkprojekt Linth-Limmern
Nordostschweizerische Kraftwerke AG., Baden - Manuskript
- STAUB, W. (1911): Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 32

- STAUFFER, H. (1920) : Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner-Oberland
Mitt. natf. Ges. Bern, 1920
- STEHLIN, H.G. (1939) : Ueber das Alter des Vaulruz-Sandsteines
Eclogae geol. Helv., 31/2 (1938)
- STUDER, B. (1851, 1853) : Geologie der Schweiz
Bern & Zürich
- TELLINI, A. (1890) : Le Nummulitidi della Majella, delle isole Tremiti e del promontorio
Garganico
Boll. Soc. geol. Ital., 9
- TERCIER, J. (1948) : Le Flysch dans la sédimentation alpine
Eclogae geol. Helv., 40/2 (1947)
- TOLWINSKI, K (1910) : Die grauen Hörner
Diss. Zürich - Vjschr. natf. Ges. Zürich, 55/3 - 4
- TRIBOLET, M. (1874) : Sur le grès de Taviglianaz du Kienthal, dans les Alpes Bernoises
Bull. Soc. géol. France, (3), 3
- TRÜMPY, R. (1944) : Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen
Hausstockgruppe
Diplomarbeit ETH, dep. Geol. Inst. Zürich
- (1945) : Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe
Eclogae geol. Helv., 37/2 (1944)
- TWENHOFEL, W.H. (1950) : Principles of Sedimentation
2nd ed. - New York (McGraw-Hill)
- VONDERSCHMITT, L. (1923) : Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 50/1
- VUAGNAT, M. (1952) : Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch
nordhelvétique
Mat. Carte géol. Suisse, N.S., 97
- WEBER, E. (1947) : Geologie des Limmern-Selbsanft-Gebietes (Manuskript)
Beilage zu: R. STAUB & W. LEUPOLD (1947)
- WEGMANN, R. (1961) : Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm (Kanton Glarus)
Diss. Univ. Zürich
- WEILER, W. (1922, 1928) : Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens, I & II
Abh. Hess. Geol. L.A., Darmstadt, 6/2 & 8/3
- WETTSTEIN, A. (1887) : Ueber die Fischfauna des Tertiaeren Glarnerschiefers
Abh. Schweiz. Pal. Ges., 13 (1886)
- WIDMER, H. (1949) : Zur Geologie der Tödigruppe
Diss. Univ. Zürich
- Wyssling, L.E. (1950) : Zur Geologie der Vorabgruppe
Diss. ETH Zürich

GEOLOGISCHE KARTEN

- HELBLING, R. (1938) : Tektonische Karte: St. Galler Oberland und Glarneralpen 1:100'000
In: R. HELBLING (1938)
- (1948) Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda
1 : 25 000 nach Photokartierungen durch H. DÜNNER, H.J.FICHTER,
R. HELBLING, U. KAPPELER, W. LEUPOLD, R. TRÜMPY, A. VISCHER,
E. WEBER, L. WYSSLING
In: R. HELBLING (1948)
- OBERHOLZER, J. (1920) : Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein 1:50'000
Spez. Karte 63, Geol. Komm.schweiz. natf. Ges.
- (1942) : Geologische Karte des Kantons Glarus 1:50'000
Spez. Karte 117, Geol. Komm.schweiz.natf. Ges.
- OBERHOLZER, J. & HEIM, Alb. (1910) : Geologische Karte der Glarneralpen 1:50'000
Spez. Karte 50, Geol. Komm.schweiz. natf. Ges.
- ROTHPLETZ, A. (1898) : Geologische Karte der Glarneralpen 1:100'000
In: A. ROTHPLETZ (1898)
- STAUB, R. (1923) : Tektonische Karte der Alpen 1:1'000'000
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 52
- (1954) Tektonische Karte der Glarneralpen und ihrer Nachbarschaften
1:200'000
In: R. STAUB (1954)
- STAUB, W. (1911) : Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal 1:50'000 Spez. Karte 62, Geol. Komm.schweiz. natf. Ges.
- WEBER, E. (1947) : Geologische Aufschlusskarte des Limmernbeckens, Masstab 1:5000
Beilage zu: R. STAUB & W. LEUPOLD (1947)
- WEBER, F. (1924) : Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes - Ostende des Aarmassivs und Wurzelzone der helvetischen Decken 1:50'000
Spez. Karte 100A, mit Profiltafel 100B, Geol. Komm.schweiz. natf. Ges.
- WYSSLING, L.E. (1950) : Tektonische Karte des Gebietes zwischen Hausstock, Piz Segnes und Vorderrhein 1:50'000
In: L.E. WYSSLING (1950)

Ausserdem sind für die Verhältnisse des NHF zu vergleichen:

Spez. Karten, Geol. Komm. schweiz. natf. Ges.: 55, 84, 98

Geol. Atlas Schweiz: 8, 10, 19

TOPOGRAPHISCHE KARTEN

Siegfried-Atlas der Schweiz (SA) 1:50'000: 400, 401, 404, 405

Landeskarte der Schweiz (LK) 1:50'000: 246, 247

Uebersichtsplan des Kantons Glarus 1:10'000: 13, 16

Situationsplan Tierfehd-Limmernboden 1:5'000, hergestellt für die Nordostschweizerischen Kraftwerke AG., Baden

Nachträge :

- | | |
|---|--|
| ARBENZ, P. (1934 a) | Die helvetische Region
in: Geol. Führer d. Schweiz, fasc. II, Wepf, Basel |
| ARBENZ, P. (1934 b) | Exkursion No. 59: Engelberg-Fürrenalp-Nieder Surenen-Engelberg
in: Geol. Führer Schweiz, fasc. 10, p. 768-775 |
| BALTZER, A. (1876) | Beiträge zur Geognosie der Schweizer-Alpen. 1. Ein
Beitrag zur Kenntnis der Glarnerschlinge
N. Jahrb. Miner., Geol., Pal., Jahrg. 1876 |
| BUXTORF, A. (1937) | Ueber Einschlüsse von Seewerkalk im obereocaenen
Lithothamnienkalk des Pilatusgebietes.
Eclogae geol. Helv., 30 |
| FRÖHLICHER, H. (1933) | Geologische Beschreibung der Gegend von Escholz matt
im Entlebuch. (Kanton Luzern)
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 67 |
| HOTTINGER, L., SCHAUB, H.
& VONDERSCHMITT, L. (1957) | Zur Stratigraphie des Lutétien im Adour-Becken
Eclogae geol. Helv. 49/2, 1956 |
| HOTTINGER, L. & SCHAUB, H. (1960) | Zur Stufeneinteilung des Paleocaen und des
Eocaens. Einführung des Ilerdien und des
Biarritzien
Eclogae geol. Helv. 53/1 |
| MÜLLER, F. & ARBENZ, P. (1938) | Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der
Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland)
Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 74 |

Nachtrag während des Druckes :

Als der mit den basalen Nummulitenschichten beschäftigende Abschnitt ausgearbeitet vorlag, erschienen die für die Nummulitenstratigraphie bedeutsamen Arbeiten des Adour-Beckens. HOTTINGER, L., SCHAUB, H. & VONDER-SCHMITT, L. (1957), und während des Druckes HOTTINGER, L. & SCHAUB, H. (1960).

Meine vorgenommene Zuteilung des Lutétien der Kistenpassregion (p. 31-33) stützte sich auf die ausführlichen Tabellen der Nummulitenverbreitung der Aquitaine und Oberitaliens, welche Prof. W. LEUPOLD seiner Schläfli-Preisschrift (Manuskript 1939) beigegeben und an der Flyschtagung der Schweiz. Geol. Gesellschaft 1946 demonstriert hat. Ferner war die an der Tagung veröffentlichte Neueinteilung des Lutétien von J. SCHUMACHER (1948) zu berücksichtigen.

Wie auf p. 69 ausgeführt, stellt die Einteilung der basalen Nummulitenbildungen meines Untersuchungsgebietes nur ein Nebenresultat dar. Ich habe mich erst mit diesen Schichten beschäftigt, nachdem sich herausstellte, dass die Abklärung ihrer Faciesabwicklung eine wichtige Stütze meiner Hypothese von der weitgehenden Abschiebung der nord-helvetischen Flyschbildungen liefern konnte. Insbesondere musste die Speziesabgrenzung von *N. uroniensis* Arn. Heim 1908 näher untersucht werden. (p. 33). Dabei stellte ich fest, dass die von DE LA HARPE (-ROZLOZNIK) angegebenen Exemplare vom Vitznauerstock mit denjenigen von Sisikon nicht übereinstimmen, sondern eine weiter entwickelte Form darstellen. Ich konnte Nummulitenmaterial aus beiden Regionen, der Aquitaine und Oberitalien, der Sammlung von Prof. W. Leupold mit solchem meines Untersuchungsgebietes vergleichen. Es schien mir aber nicht möglich, die problematischen Fragen ohne ausgedehntere Vergleichsstudien zu lösen. In der nomenklatorischen Behandlung bin ich möglichst konservativ vorgegangen. Da man für *N. uroniensis* die von ARN. HEIM, 1908 vorgenommene orthographische Veränderung aus Prioritätsgründen rückgängig machen sollten - wobei es immer noch problematisch bleibt, ob die Bezeichnung *N. uranensis* de la Harpe 1883 der Form vom Vitznauerstock oder derjenigen von Sisikon zuzuschreiben ist - so habe ich die vom Vitznauerstock stammende Form vorläufig als *N. aff. uranensis* de la Harpe 1883 von *N. uroniensis* Arn. Heim 1908 (Sisikon) unterschieden. Wahrscheinlich ist bei näherem Vergleichen *N. aff. uranensis* de la Harpe 1883 entweder direkt mit *N. crassus* Boubée oder mit *N. sismondai* d'Archiac gleichzusetzen.

Anhand der vorgenommenen Vergleichsmessungen an ausländischen Exemplaren zeigte sich, dass die als *N. uranensis* de la Harpe 1883 unterschiedene Form mit Formen des *Perforatus*-Phylums aus den Alveolinenkalken von Peyrehorade und aus Urcuit übereinstimmt. Sie weist Beziehungen zu *N. sismondai* vom Fundort San Giovanni Ilarione auf, von wo ich ebenfalls Stücke aus der Sammlung W. Leupold untersuchen konnte. Im Material vom Kistenpass wird sie ausserdem begleitet von einer Form, die dem *N. sismondai* von San Giovanni Ilarione noch näher steht und deshalb von mir als *N. aff. sismondai* d'Archiac 1881 bezeichnet wurde. Gestützt auf diese Vergleiche konnten die Horizonte des Kistenpasses ohne weiteres mit dem mittleren Lutétien korreliert werden.

Die neubearbeitete nummulitenstratigraphische Gliederung der Nummulitenprofile im Adour-Becken (HOTTINGER, L., SCHAUB, H. & VONDER-SCHMITT, L., 1957) zeigt weitgehend Uebereinstimmung mit der von Prof. W. Leupold vorgeschlagenen und im Text angewendeten Gliederung. Hottinger, Schaub und Vonderschmitt setzen die Alveolinenkalken von Peyrehorade und das Vorkommen der Station Urcuit ebenfalls in ihr "Mittleres Lutétien 1", das sie mit San Giovanni Ilarione korrelieren. Die als *N. aturicus* Joly & Leymerie 1848 bestimmten Exemplare würden in den oberen Nummulitenschichten des Kistenstöckli noch die Grenzhorizonte des "Mittleren Lutétien 2" vertreten. Diese Horizonte greifen gegen N immer tiefer, sodass sie im Faciesraum der Muttseeplateau-Schuppe schon im auf die Unterkreide transgredierenden basalen Grünsand vertreten sind.

Korrigenda :

Seite 39/40	oberes	(6)	sollte	(7)
		(7)	"	(8) etc.

Tafel III : Faziesprofil des Alttertiärs anstelle Windigegg-Scholle
sollte Furbach-Lamelle stehen

Inhaltsverzeichnis

VORWORT DES VERFASSERS	3
I. EINLEITUNG	5
A. Frühere regionalgeologische Studien im Untersuchungsgebiet und seiner unmittelbaren Umgebung	5
B. Historische Entwicklung der Erkenntnisse über Stratigraphie und Bau des "autochthon-parautochthonen" Alttertiärs im Glarnerland	6
C. Daten zur tektonischen Lagerung und zur Altersfrage des nordhelvetischen Flysches und des Taveyannazsandsteins i. a.	11
1. Bau und Stratigraphie des nordhelvetischen Flysches in den südwestlichen Schweizeralpen und in Savoyen	11
2. Der "nordhelvetische Flysch" im Abschnitt Berner Oberland - Zentralschweiz	14
3. Der nordhelvetische Flysch im Schächental	15
II. TEKTONISCHE ÜBERSICHT	21
A. Allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues	21
B. Der Bau des mesozoischen Sedimentmantels	23
C. Das Verhältnis der basalen, transgressiven Alttertiärbildung zum Bau des mesozoischen Sedimentmantels	25
D. Einfluss der tektonischen Verhältnisse auf die Behandlung der stratigraphischen Fragen des basalen Alttertiärs	27
E. Die Tektonik des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes des jüngeren Alttertiärs	29
F. Der eingewinkelte Flysch (südhelvetischer Blattengratflysch und ultrahelvetischer Sardona-flysch)	30
III. LAGERUNG UND STRATIGRAPHIE DES TIEFEREN EOCÄNS	31
(Nummulitenbildungen)	
A. Allgemeine Neuerungen in der Stratigraphie des alpinen Tertiärs seit 1912 : Mitteleocän (Lutétien) Obereocän, Priabonien	31 33
B. Detailprofile	34
1. Kistenstöcklischuppe Profil 1: Kistenstöckli	34
2. Kistenpass-Schuppen Profil 2: Untere Kistenpass-Schuppe	37
3. Muttseeplateau-Schuppe Profil 3: Muttbachschuppe Profil 4: Muttseehütte	38
4. Nüschenegg - Torkopfschuppen Profil 5: Vordere Nüschenegg Profil 6: Torkopf	41
5. Nummulitenbildungen in der grossen Stadschiefermulde zwischen Torkopfschuppe und Unter-Baumgarten	45

a) Die Tertiärzone von Ober-Baumgartenalp	
Profil 7a : Abendweidrus von Ober-Baumgarten	
Profil 7b : Nummulitenkalke unter der Alphütte bei Pkt. 1828	
Profil 7c : "J de Sätz"	45
b) Tertiärkeile zwischen Ober- und Unter-Baumgartenalp	
Profil 8 : Tertiär zwischen der Schuppe der Ober-Baumgartenalp und der Geissbergschuppe	49
c) Der Tertiärzug Uelialp - Unter-Baumgartenalp	
Profil 9 : Querschnitt durch die Tertiärzone der Uelialp, zwischen der Schuppe von Unter-Baumgartenalp und Geissbergschuppe	52
6. Die "Tertiärmulde" N unter der Torkopfschuppe	
Profil 10 : Trittalpeli	55
7. Das Profil im Bodenbach	
Profil 11 : Bodenbach bei Eggli	57
8. Die Nummulitenbildung im Hintersulz (Oberes Durnachtal)	
Profil 12 : Hinter-Sulz	58
9. Wichlen (Oberstes Sernftal)	61
C. Zusammensetzung der stratigraphischen Resultate hinsichtlich Faciesfolge und Abwicklung des basalen Eocäns in der Kistenpass-Hausstockregion	61
D. Vergleich der Eocänstratigraphie des Untersuchungsgebietes mit derjenigen der Nachbargebiete	65
E. Schlussfolgerungen zur Stratigraphie des Eocäns	68
F. Die höheren Schichten des Mitteleocäns und das Ober-Eocäns	69
IV. LAGERUNG UND STRATIGRAPHIE DES NORDHELVETISCHEN FLYSCHES (SANDSTEIN - DACHSCHIEFER - KOMPLEX)	74
A. Lokalbeschreibung	74
a) Die Detailtektonik des Abschnittes der Taveyannazschollen (S-Abschnitt des NHF)	74
1. Der Vorstegstock	74
2. Die Vorstegstock-Scholle im Gebiet Windigegg-Bodenbach	76
3. Die W-Flanke Scheidstöckli-Rüchi-Nüschenstock	77
4. Das Kar Muttsee-Scheidseeli	80
5. Die W-Flanke des Grates Hintersulzhorn-Ruchi-Muttenstock-Muttenberge	81
6. Das hintere Durnachtal	82
7. Der Richetlipass und das Kar der Wichlenmatt	86
8. Der Bau der Leiterbergkette	87
9. Der Talschluss von Wichlen	88
10. Die S-Seite der Hausstock-Gruppe	90
11. Die tektonischen Verhältnisse im Profil Panixerpass-Wichlen	94
12. Östliche Verlängerung des NHF der Hausstock-Gruppe	96
b) Die Detailtektonik des Altdorfersandstein-Dachschiefer-Abschnittes (N-Abschnitt des Untersuchungsgebietes)	97

1. Allgemeines	97
2. Der Chilchenstock	99
3. Die E-Flanke des Durnachtales N vom Richetlipass	100
4. Die Flyschunterlage von Chalchstöckli, Hanenstock und Bützistock	100
B. Stratigraphische Detailprofile im NHF	101
a) Profile der Vorstegstock-Scholle	102
1. Profil 13: Hintersulz-Sonnenstock	
2. Profil 14: Mättlenrus-Schäferhüttchen	
3. Profil 15: Bodenbach	
4. Profil 16: Taveyannazsandsteinprofil am Scheidseeli	
b) Hausstock-Scholle	
1. Profil 17: Hintersulzhorn	111
c) Muttenstock-Schollen	
1. Profil 18: Muttenberge	112
C. Stratigraphische Zusammenfassung des NHF	113
Die Taveyannazgruppe	
a) Die Ausbildung der Untergrenze der Taveyannazgruppe: Uebergangsschichten	114
b) Die Serie der eigentlichen Taveyannazsandsteine: Taveyannazgruppe	115
c) Konglomeratbildungen in Verbindungen mit der Taveyannazgruppe	116
d) Das "Unterste Dachschieferband" und der "Basale Altdorfersandstein"	118
Die Altdorfersandsteingruppe	
e) Die "Untere Dachschieferzone" und die Zone der normalen Altdorfersandsteine (Diesbacher Sandstein)	119
f) Die Altdorfersandsteinzone mit Bänken von grobem Altdorfersandstein	120
D. Allgemeine Einteilung, Fossilführung und Alter des NHF	121
V. DIE EINSCHALTUNGEN VON S-HELVETISCHEM FLYSCH ZWISCHEN N.H.F. UND DER ÜBERSCHIEBUNG DER HELVETISCHEN HAUPTDECKEN ("EINGEWICKELTER GLARNER FLYSCH")	124
VI. DISKUSSION UND ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE.	129
A. Alter und Faziesabwicklung der transgredierenden Nummulitenbildungen in den parautochthonen Schuppen des Kistenpassgebietes	129
B. Der Bau des nordhelvetischen Flysches	130
Abgekürztes Literaturverzeichnis	132

Verzeichnis der beigelegten Tafeln:

- Tafel I : Geologische Profile durch die Berge der Hausstockgruppe
- Tafel II : Tektonische Karte des Gebietes Durnachtal-Hausstock
- Tafel III : Detail- und Faciesprofil des Alttertiärs im Querschnitt Limmern - Kistenpass
- Tafel IV : Lithologische Kolonnenprofile der Taveyannazsandsteinserien



Foto : 1 PRIABONKONGLOMERAT vom Kistenstöckli (2745,6 m ü.M.) . Grenzkamm Glarus/Graubünden, Basis der Sandkalke die das Stöckli aufbauen. Vergr.: 5,3 cm = 1 mm
Dunkles, längliches Seewerkalkbruchstück mit Orbulinarien (Stomiosphaera, Wanner, 1940) und Globotruncana helvetica Bolli, 1944 .

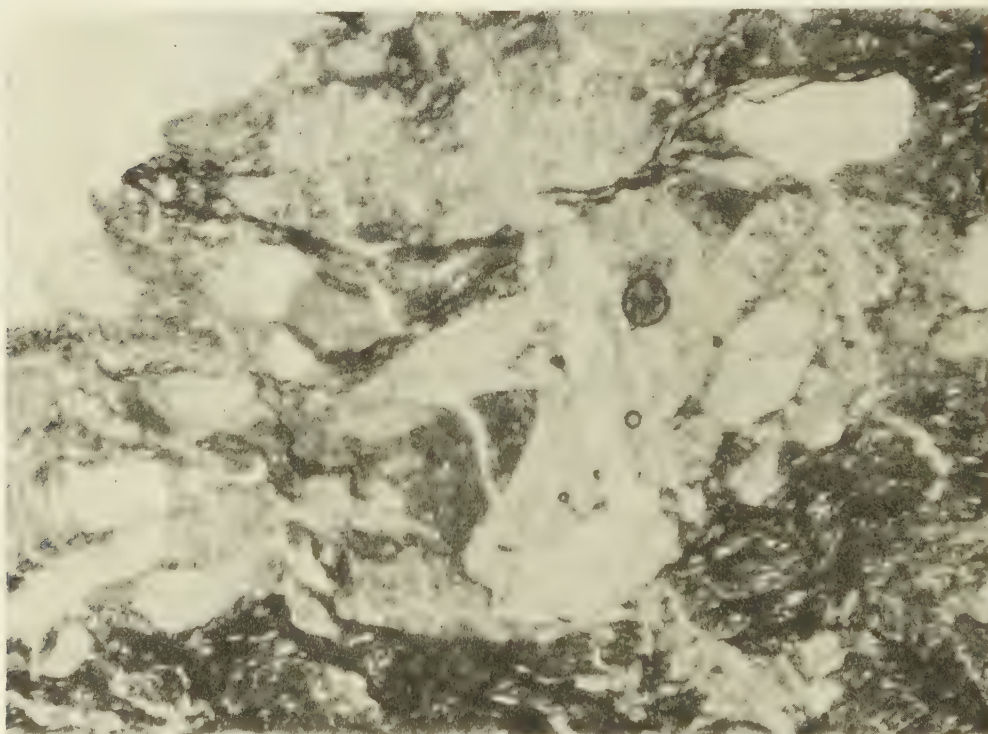


Foto : 2 PRIABONKONGLOMERAT vom Kistenstöckli (2745,6 m ü.M.) . Grenzkamm Glarus/Graubünden. Basis der Sandkalke, die das Stöckli aufbauen. Vergr.: 5,3 cm = 1 mm
Bruchstück einer Assilina exponens Sow. Der Schliff zeigt sehr schön - am oberen Rand der Foto - die Entstehung der Clivage aus Mikrofältelung.

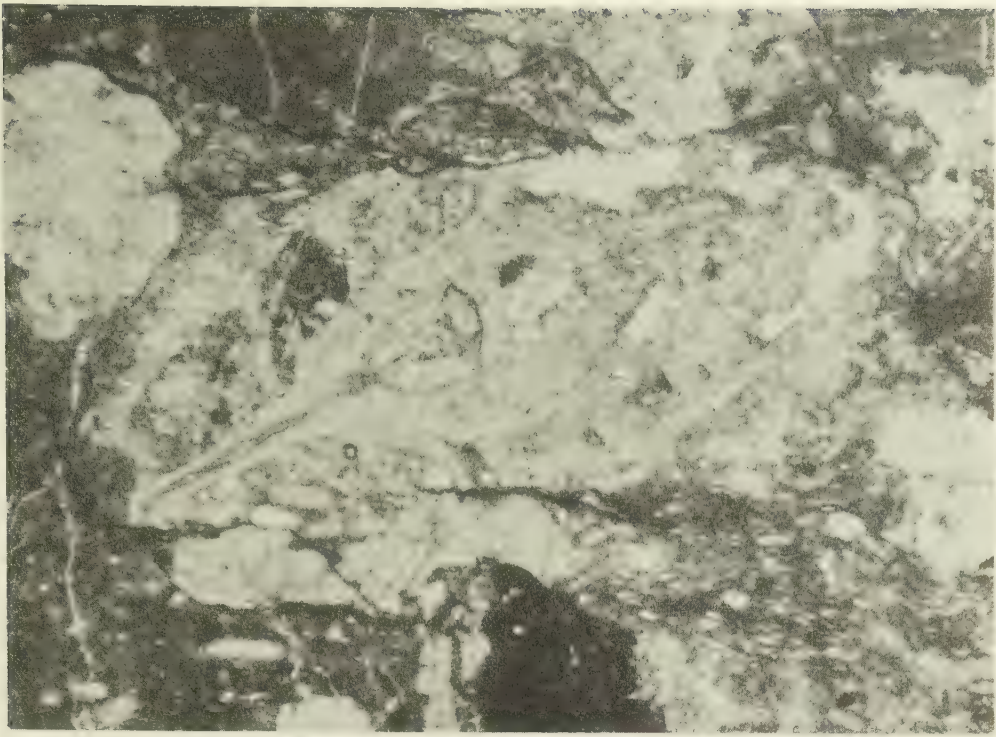


Foto : 3 PRIABONKONGLOMERAT vom Kistenstöckli (2745,6 m ü.M.) . Grenzkamm Glarus/Graubünden. Basis der Sandkalke die das Stöckli aufbauen. Vergr. : 5,3 cm = 1 mm
Schiefer Axialschnitt einer *HETEROSTEGINA helvetica* Kauf. in der stark tonigen Grundmasse.

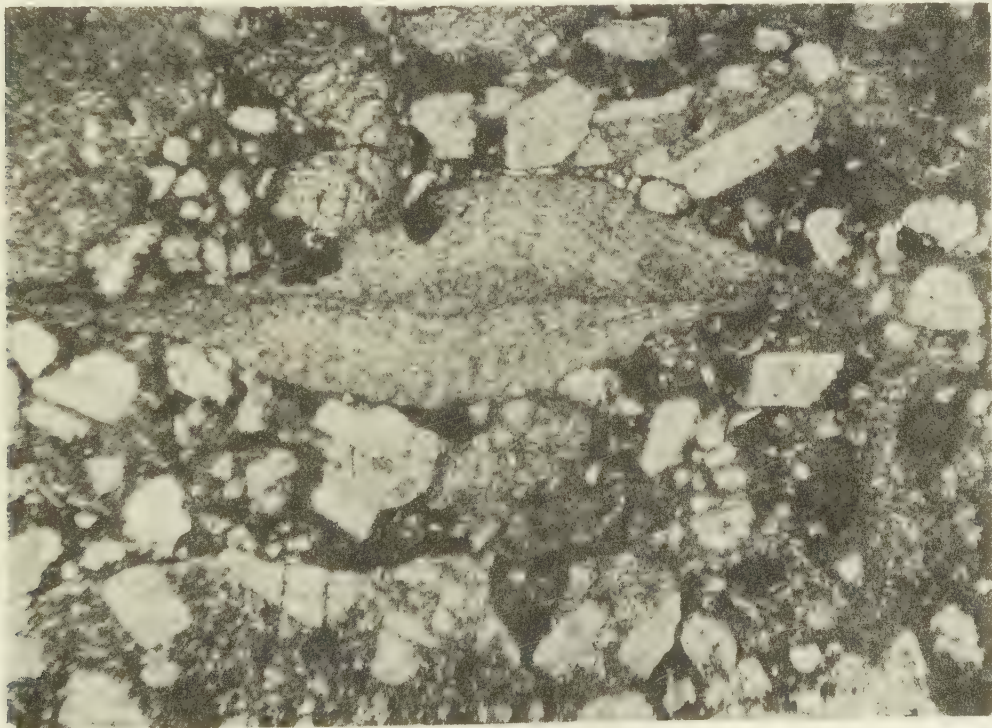


Foto : 4 TAVEYANNAZSANDSTEIN feinkonglomeratischer Facies aus dem "Unteren Taveyannazhorizont" . Nicol nicht gekreuzt. Vergr. : 5,3 cm = 1 mm. *DISCOCYCLINA* SP.

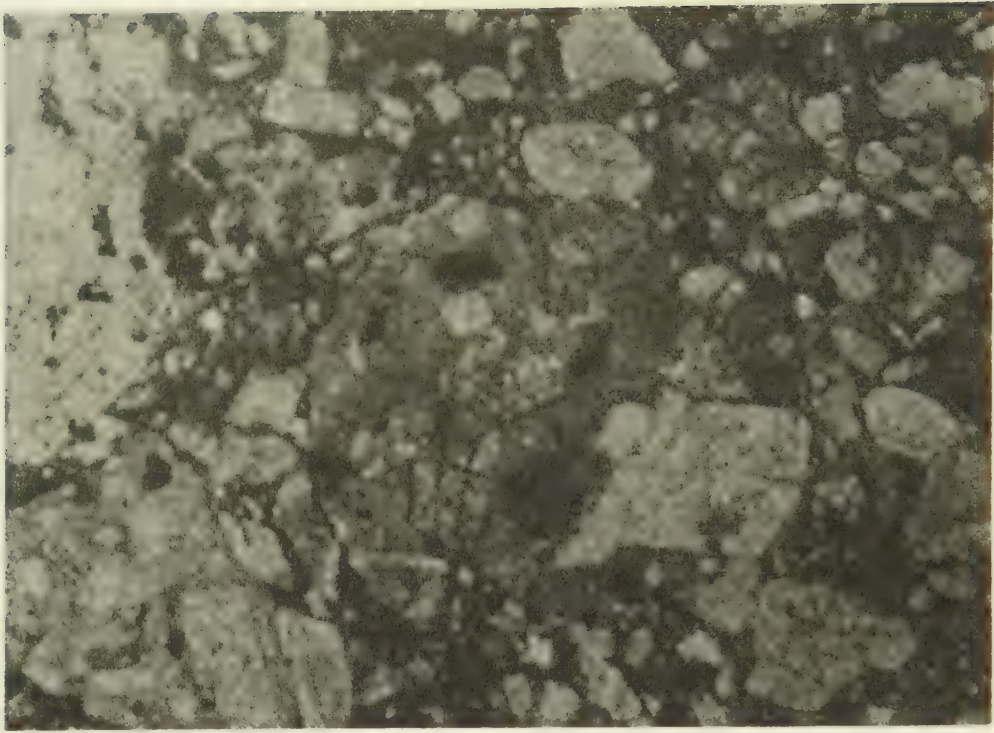


Foto : 5 TAVEYANNAZSANDSTEIN feinkonglomeratischer Facies aus dem "Unteren Taveyannahorizont". Nicol nicht gekreuzt. Vergr. : 3,8 cm = 1 mm. Der gerundete Ergussgesteinbrocken enthält einen Durchdringungszwilling von diopsidischem AUGIT und ANDESIN (?) verzwilligt nach dem Bavenogesez, als Einsprenglinge. Die dunklen Flecken sind chloritisierte Hornblenden mit fein verteiltem Limonitstaub . Die Grundmasse setzt sich aus feinen Feldspatleistchen, Erz (Magnetit ?) und blassgrünfarbigem Chlorit zusammen.

Curriculum vitae

Ich, Gerold Anton Styger, heimatberechtigt in Rothenthurm (Sz.) und Zürich, wurde als dritter Sohn des Dr. Joseph Styger-Frey, Apotheker, am 11.6.25 in Zürich geboren, wo ich auch die Primar- und Sekundarschule besuchte. Die Mittelschule absolvierte ich an den Tagesgymnasien Juventus Zürich und Schwyz.

1948 bestand ich in Schwyz die Matura Typus C. Nach einjährigem Studium an der ETH (Abteilung für Kultur-ingenieure) entschloss ich mich für das Geologiestudium an der Universität Zürich, wo ich die Vorlesungen und Uebungen folgender Dozenten besuchte: Prof. R. Staub, Prof. W. Leupold, Prof. A. Jeannet, Prof. R. Trümpy, Prof. H. Suter, Prof. P. Niggli, Prof. C. Burri, Prof. R.L. Parker, Prof. B. Peyer, Prof. E. Kuhn, Prof. H. Wanner, Prof. E. Hadorn und Prof. H. Boesch.

Die Sommermonate Juni - September 1950 und 51 verbrachte ich in NE-Grönland als Teilnehmer der dänischen NE-Grönland-Expedition, unter der Leitung von Dr. L. Koch.

Die Sommerzeit 1953 - 55 widmete ich den Feldarbeiten für meine Dissertation, die unter der Leitung von Prof. Dr. W. Leupold stand. Während der Winter- und Sommersemester 1956 arbeitete ich die gesammelten Feldresultate zur vorliegenden Dissertation aus. Seit Ende Sommer 1956 konnte ich unter Leitung von Prof. W. Leupold beim Kraftwerksbau geologisch tätig sein.



